

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

**Зиангирова Анжела Айдаровна**

**Геологическое строение и вещественный состав рудопоявления  
Восточно-Импилахтинское (Северное Приладожье)**

Выпускная квалификационная работа бакалавра

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:  
к.г.-м.н., доцент И.К. Котова

«\_\_»\_\_\_\_\_2016

Заведующий кафедрой:  
к.г.-м.н., доцент И.А. Алексеев

«\_\_»\_\_\_\_\_2016

Санкт-Петербург

2016

## Содержание

Введение _____	2
1. Общие сведения о районе исследований _____	4
2. Основные сведения о геологии района _____	6
3. Геология Восточно-Имплахтинского рудопоявления _____	23
3.1. Геологическая характеристика Имплахтинской купольной структуры _____	23
3.2. Геологическое строение рудопоявления Восточно-Имплахтинское _____	32
3.2.1. Участок «Южный» _____	33
3.2.2. Участок «Центральный» _____	46
4. Рудная минерализация Восточно-Имплахтинского рудопоявления _____	49
4.1. Проявление рудной минерализации в породах Восточно-Имплахтинского рудопоявления _____	49
4.2. Результаты микроскопических исследований _____	51
5. Геохимическая характеристика рудопоявления Восточно-Имплахтинское _____	59
5.1. Элементные ассоциации в рыхлых отложениях _____	59
5.2. Элементные ассоциации в коренных породах _____	59
Заключение _____	66
Литература _____	67
Приложения _____	68

## Введение

Последнее время наблюдается интерес к переоценке старых рудных объектов на благородные и редкометальные полезные ископаемые. Такие районы сейчас исследуются в центральной Карелии и Северном Приладожье. Восточно-Импilahтинское рудопоявление одно из таких.

Целью моей работы было изучение геологического строения и закономерностей проявлений рудной минерализации участка.

Задачи, которые решались в ходе работы:

- Составить схему геологического строения южного фланга рудопоявления Восточно-Импilahтинское
- Изучить вещественный состав пород, слагающих рудопоявление
- Дать характеристику рудной минерализации
- Выявить рудно-геохимические ассоциации в породах участка

Методы и объемы работ представлены в таблице 1.

Таблица 1

№ п/п	Методы	Объемы
	Документация и опробование рудопоявления Восточно-Импilahтинское -участок Южный -участок Центральный	Площадь участка работ 3 км Площадь участка работ 9 км
	Составление геологической схемы участка Южный масштаба 1:200	Площадью 3 км
	Пробоподготовка: -дробление -истирание -ситование -подготовка образцов для изготовления шлифов -подготовка образцов для изготовления аншлифов	48 проб 48 проб 48 проб 38 штук 38 штук
	Петрографическое изучение состава пород	38 штук
	Микроскопическое и микрозондовое изучение рудных минералов	38 шук
	Статистический анализ	48 проб

Материал для исследования этого объекта был собран мною в рамках учебной геологической практики 2015 года на Импilahтинском полигоне. Восточно-Импilahтинское рудопоявление расположено на площади учебного полигона. Материалом для работы послужили отобранные образцы и пробы, основанные на этих образцах препараты, отчет по учебной геологической практике студентов 3 курса кафедр геологии месторождений полезных ископаемых и геохимии СПбГУ 2015г. и

литературные данные. Материалы геолого-геохимического картирование выполнены при моем участии и изложены в отчете по учебной практике.

За помощь, ценные советы и чуткое руководство, выражаю глубокую признательность и благодарность своему научному руководителю к.г.-м.н. доценту И.К.Котовой.

Отдельные благодарности: С.А.Решетовой за помощь в петрографических исследованиях, Ю.С.Полеховскому за помощь при диагностике рудных минералов, А.С.Воинову за руководство в ходе летней учебной практики, а также консультации при написании работы, С.И.Корнееву за помощь при проведении статистического анализа, И.А.Алексееву за ценные советы при написании работы, также выражаю признательность сотрудникам кафедры геологии месторождений полезных ископаемых

Кроме того, благодарность и теплые чувства за помощь при картировании, отборе полевых образцов и составлении отчета на практике в Импилахти, адресую аспирантке кафедры ГМПИ Л.Л.Бедеровой и моим одногруппникам. Выражаю благодарность моей семье за понимание и всестороннюю поддержку.

## 1. Общие сведения о районе исследований

Территория района проведения исследований для дипломной работы расположена в юго-западной части республики Карелия, на северном побережье Ладожского озера, на берегу залива Сумерия в юго-восточном обрамлении Импилахтинского купола, вблизи поселка Импилахти (рис.1.1).

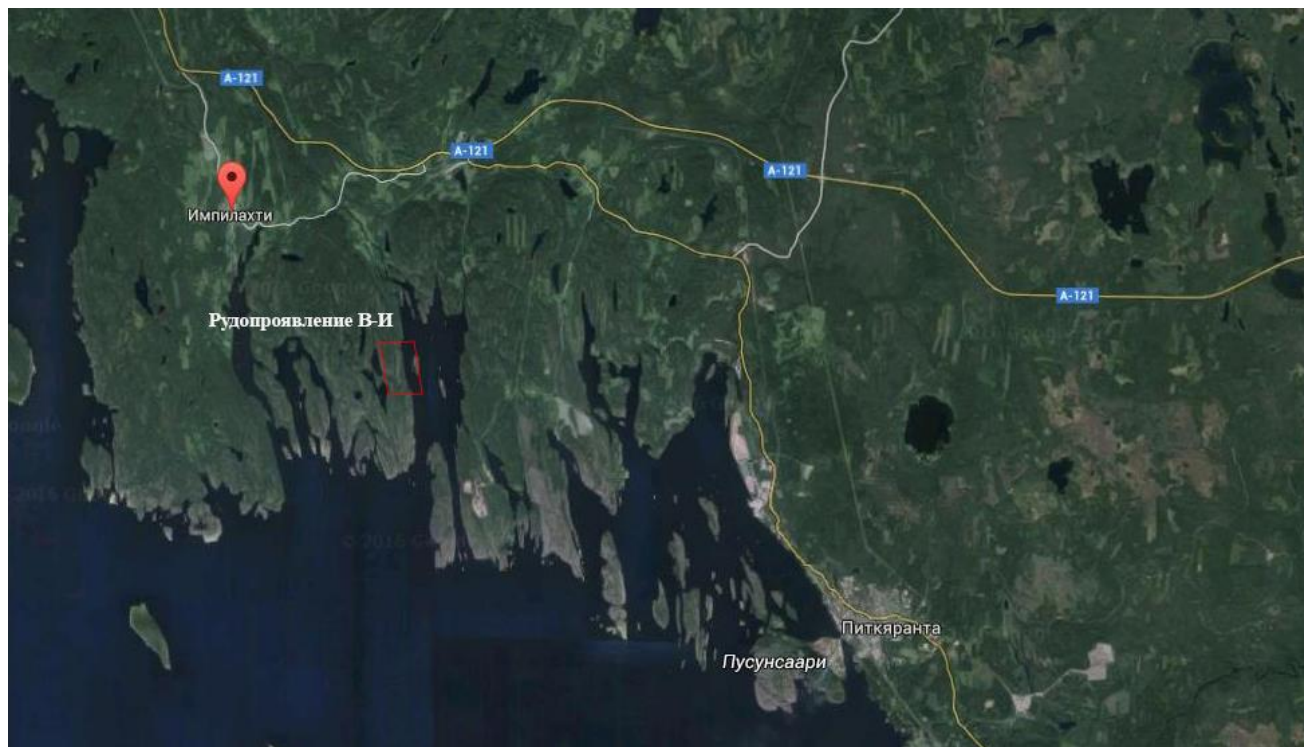


Рис.1.1 Географическое расположение рудопроявления Восточно-Импилахтинское

Ближайшие крупные города, располагающиеся вблизи поселка – Питкяранта в юго-восточном направлении (30 км) и Сортавала в западном направлении (50 км). Добраться до поселка можно либо на автомобиле, либо на поезде (железнодорожная станция находится в Питкяранте).

Северное Приладожье характеризуется специфическими чертами рельефа, отличающими его от всех других районов Республики Карелия. Абсолютные отметки в районе северного Приладожья равномерно увеличиваются с юго-востока на северо-запад и север, от 5 м у Ладожского озера до 150 – 200 м у оз. Янисъярви. Частая смена гряд и холмов узкими, глубокими понижениями придает рельефу весьма расчлененный характер, несмотря на сравнительно малые относительные высоты форм (до 60 – 80 м). Преобладает северо-западная ориентировка форм рельефа, сменяющаяся на участке между озерами Ладожским и Янисъярви широтной, реже – северо-восточной, что связано с направлением основных геологических структур.

В пределах изучаемой территории находится большое количество озер. Их северо-западное простираие связано с неоднократными оледенениями в течение десяти тысяч

лет. Самыми крупными являются Ладожское и Онежское озера, являющиеся огромными хранилищами пресной воды, из менее крупных озер стоит выделить озеро Янисъярви, расположенное севернее района проведения работ. Реки на территории Карелии многочисленны, но в большинстве своем они непротяженные и протекают с севера на юг. Самыми крупными реками района проведения практики являются Янисйоки и Кулисмайоки. Широко распространены болота, отчасти покрытые мелколесьем (Алексеев, 2008).

В основном республика Карелия покрыта смешанными (хвойными, сосновыми, еловыми) труднопроходимыми лесами, при этом большая ее часть – сосновыми лишайниковыми. Среди почв наиболее распространены подзолистые железистые и поверхностно-подзолистые почвы на песках в сочетании с болотными торфяными, а также буроземы грубогумусные.

Среди лекарственных и дикорастущих пищевых растений наиболее распространены брусника, можжевельник, рябина, черника, береза повислая и пушистая, морошка, багульник болотный. Животный мир представлен зайцами, европейской норкой, бурым медведем, лосем, кабаном (Алексеев, 2008).

## 2. Основные сведения о геологии района

Северное Приладожье располагается на юге Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита.

Балтийский щит представлен тремя крупными геоблоками: Карело-Кольский, Свекофеннский и Норвежский (рис.2.1). На востоке щита расположен Карело-Кольский блок, который сложен полями раннеархейских гранитоидов, позднеархейскими зеленокаменными поясами и раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными прогибами. Западнее находится Свекофенский геоблок, который образован коллизионными структурами раннепротерозойского подвижного пояса.

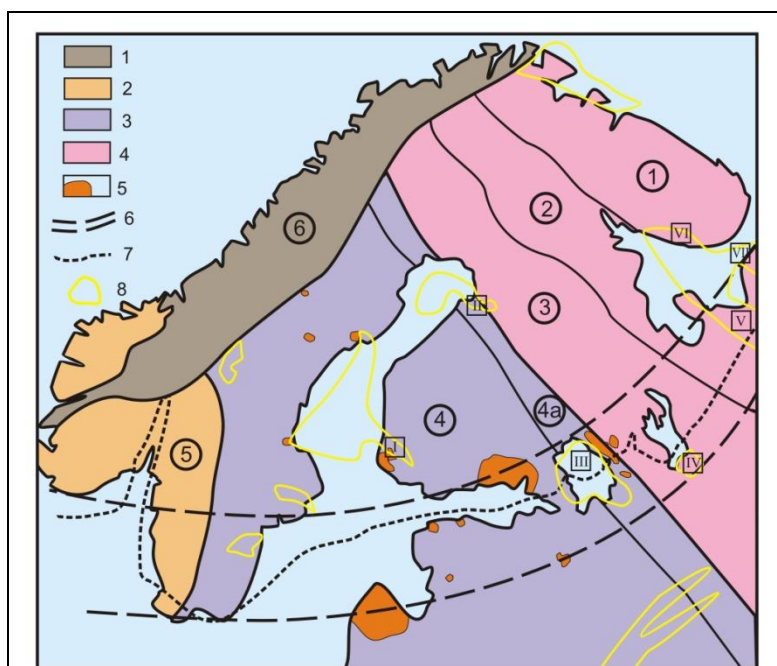


Рис.2.1. Схема тектонического строения балтийского щита (Шурилов 2005г). 1 - Область палеозойского надвига: 6-каледонииды; 2 - Область верхнепротерозойского крастогенеза: (5)-Дальсландский мегаблок; 3 - Область нижнепротерозойского крастогенеза: (4)-Ладожско-Ботнический мегаблок, (4а) Раахе-Ладожская зона; 4 - Области архейского крастогенеза, мегаблоки: (1)-Кольский, (2)-Беломорский, (3)-Карельский; 5 - Нижнерифейские массивы формации гранитов-рапакиви; 6 - Нижнерифейские массивы формации гранитов-рапакиви; 7 - Граница распространения платформенных отложений; 8 - Бассейны рифейской седиментации.

Его строение во многом определяется гигантским Центрально Финляндским гранитоидным батолитом, который окаймляется тремя протяженными сложно построенными зонами линейной складчатости, которые принято именовать сланцевыми поясами.

Карело-Кольскую область принято подразделять на ряд мегаблоков (Глебовицкий и др., 2005) или провинций: Кольскую, Беломорскую и Карельскую.

На крайнем западе щита выделяется Норвежский блок, в пределах которого все породы датируются верхним протерозоем.

Главная особенность регионального структурного положения Северного

Приладожья заключается в его приуроченности к зоне сочленения докембрийского Карельского палеоконтинента (кратона) с раннепротерозойским Свекофенским складчатым поясом. В современной литературе эта зона выделяется как Раахе-Ладожская

и представляет интерес как геологический эталон раннепротерозойской активной континентальной окраины и аккреционного орогена (рис.2.2), Раахе – город на восточном берегу Ботнического залива, Ладога – Ладожское озеро.

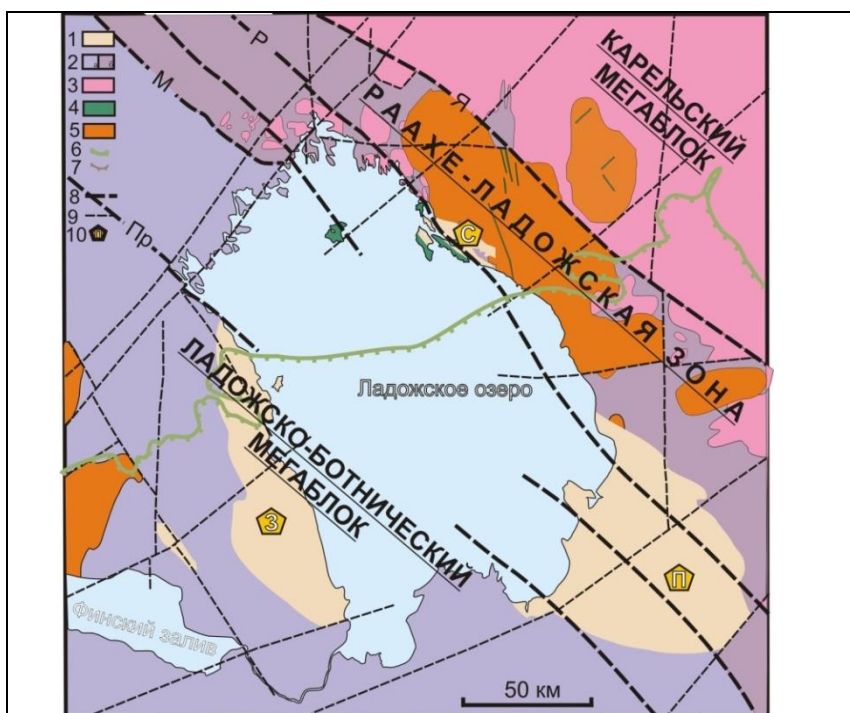


Рис.2.2. Схема тектонического строения Ладожского региона (Шурилов 2005г). 1 - Рифейский комплекс; вулканогенно-осадочные образования; 2 - Нижнепротерозойский комплекс; а - образования Ладожско-Ботнического мегаблока; б - образования Раахе-Ладожской зоны; 3 - Архей-нижнепротерозойский нерасчленённый комплекс; 4 - Нижне-среднерифейский интрузивный комплекс; габброиды (Валаамский силл), долериты (Салминский дайковый комплекс); 5 - Нижнерифейский интрузивный комплекс; гранитоиды; 6 - Граница распространения венд-фанерозойского платформенного чехла; 7 - Граница распространения рифейских отложений; 8 - Тектонические нарушения: основные (разломы: Я-Янисъярвинский, Р-Рускеальский, Пр-Приозёрский; М-Мейерский надвиг); 9 - второстепенные; 10 - Площади наземного распространения рифейских субплатформенных отложений: З-Западноладожская (Приозерская), П-Пашская, С-Салминская.

Раахе-Ладожская зона простирается на 1000 км от Ладожского озера через Финляндию до каледонид Норвегии. Ширина ее достигает 100-150 км (Шурилов и др., 2013).

Хорошо прослеживаемая геофизически, данная структура характеризуется доменно-блоковым строением с

многочисленными взбросо-надвиговыми нарушениями. Блоки коры надвинуты друг на друга в юго-западном направлении. На юго-востоке зона скрывается под образованиями Ладожского грабена и отложениями чехла

Восточно-Европейской

платформы (Шурилов и др., 2013).

Основные элементы сложены метаморфическим комплексом раннего протерозоя, для которого известен фундамент в виде гранито-гнейсовых куполов архейского возраста. Купольные поднятия образованы в результате пластичного всплывания фрагментов ремобилизованного архейского фундамента. Данное явление диапиризма генетически связано с поздней стадией коллизии свекофенского тектоно-магматического цикла



(Шурилов и др., 2013). Подобные гранито-гнейсы широко развиты в составе Карельского кратона к северу от Раахе-Ладожской зоны.

Гранито-гнейсовые купольные структуры образуют пояс, субпараллельный границе Карельского кратона. На данный момент выделено две группы гранито-гнейсовых куполов: Сортавальская и Питкярантская (рис.2.3). Группы разделены широкой Янисъярви-Ляскельской депрессией, простирающийся с севера на юг.

Купольные структуры сложены плагиоклазовыми и амфиболовыми гранито-гнейсами и амфиболитами. Структуры обрамлены нижнепротерозойскими мраморами, углеродистыми биотитами, слюдистыми, амфиболовыми, кварц-биотитовыми и другими сланцами, которые выделяются в ранге сортавальской и ладожской серий (Шурилов и др., 2013).

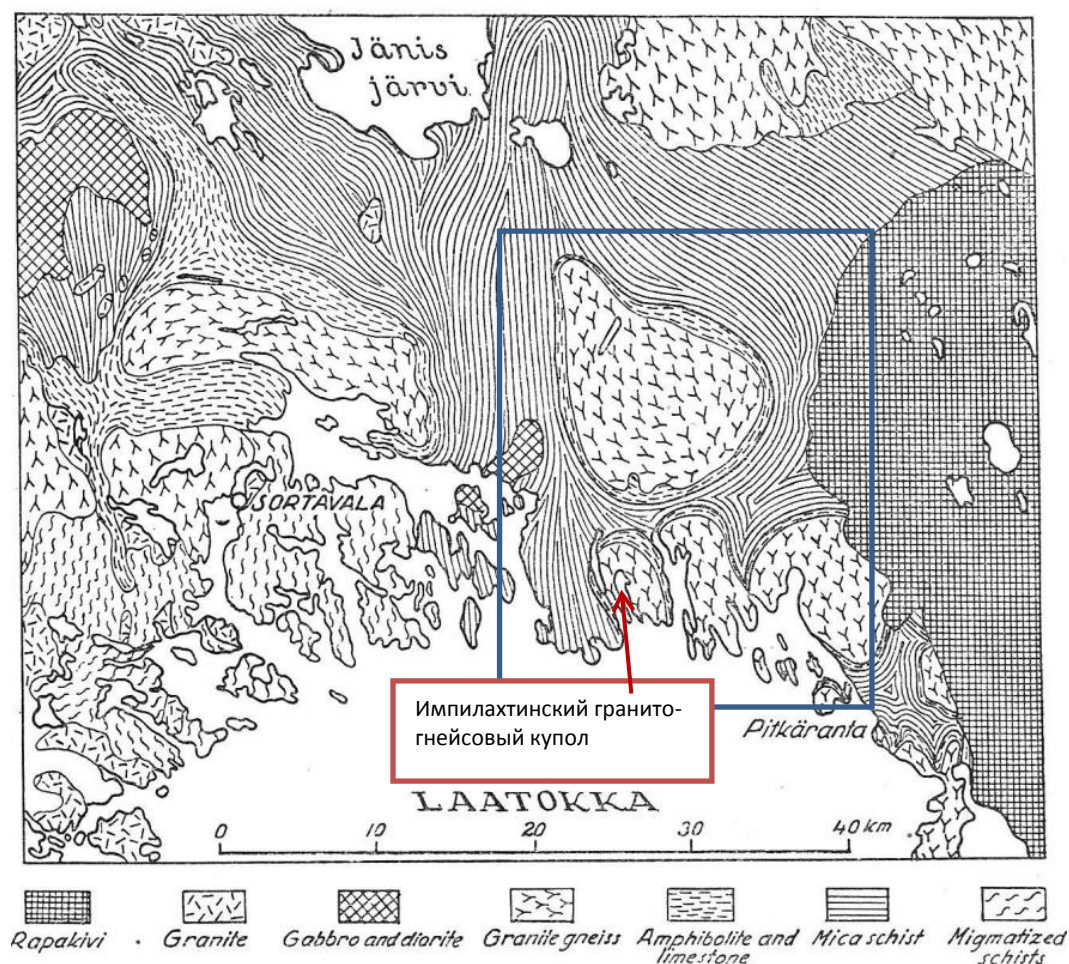


Рис.2.3. Гранито-гнейсовые купола в Северном Приладожье (Eskola, 1949). Синим квадратом выделена Питкярантская группа гранито-гнейсовых куполов.

В геологическом строении Северного Приладожья выделяются три структурных яруса: нижний, средний и верхний (рис.2.4)

Нижний ярус представляет собой докарельский фундамент, слагающий Карельский массив, претерпевший в период карельской складчатости глыбовые деформации. В пределы Северного Приладожья он заходит лишь своей юго-западной краевой частью. Граница его с образованиями среднего яруса частью тектоническая и достоверно не установлена (Глебовицкий, 2005).

Средний ярус сложен глубоко метаморфизованными, сложноскладчатыми сланцевыми толщами сортавальской и ладожской серий, которые обладают изменчивым простираем, что определяется выходами гранито-гнейсовых куполов и Карельского массива. Окаймленные гранито-гнейсовые купола образуют широкий пояс, который субпараллельно расположен к юго-западному краю Карельского кратона. Выделены две группы гранито-гнейсовых куполов. Западная группа – Сортавальская - состоит из Кирьявалахтинского, Сортавальского, Куоккониемского и Латавасюринского куполов.

Восточная Питкяранская группа представлена Коккасельским, Импилахтинским, Мурсульским, Питкярантским, Кулисмайокским, Пусунсаарским, Винбергским, Ристиниемским, Хепосельским и Уксинским куполами. Ядра этих куполов сложены гранито-гнейсами, которые сформировались в результате неоднократного интенсивного метаморфизма.

Дизъюнктивные нарушения в породах среднего яруса наиболее отчетливо наблюдаются в карбонатных породах, «обрамляющих» купола. Максимальная интенсивность их проявления характерна для участков с крутыми закруглениями куполов. По таким разрывным нарушениям в карбонатных породах часто развиваются скарны и оруденение. В сланцах сортавальской и ладожской серий тектонические нарушения обычно приурочены к шарнирам крутых складок, где возникают отслоения, дробление и т.д., которые нередко выполнены пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Верхний ярус сложен верхнепротерозойскими субплатформенными осадочно-вулканогенными образованиями нижнего рифея.

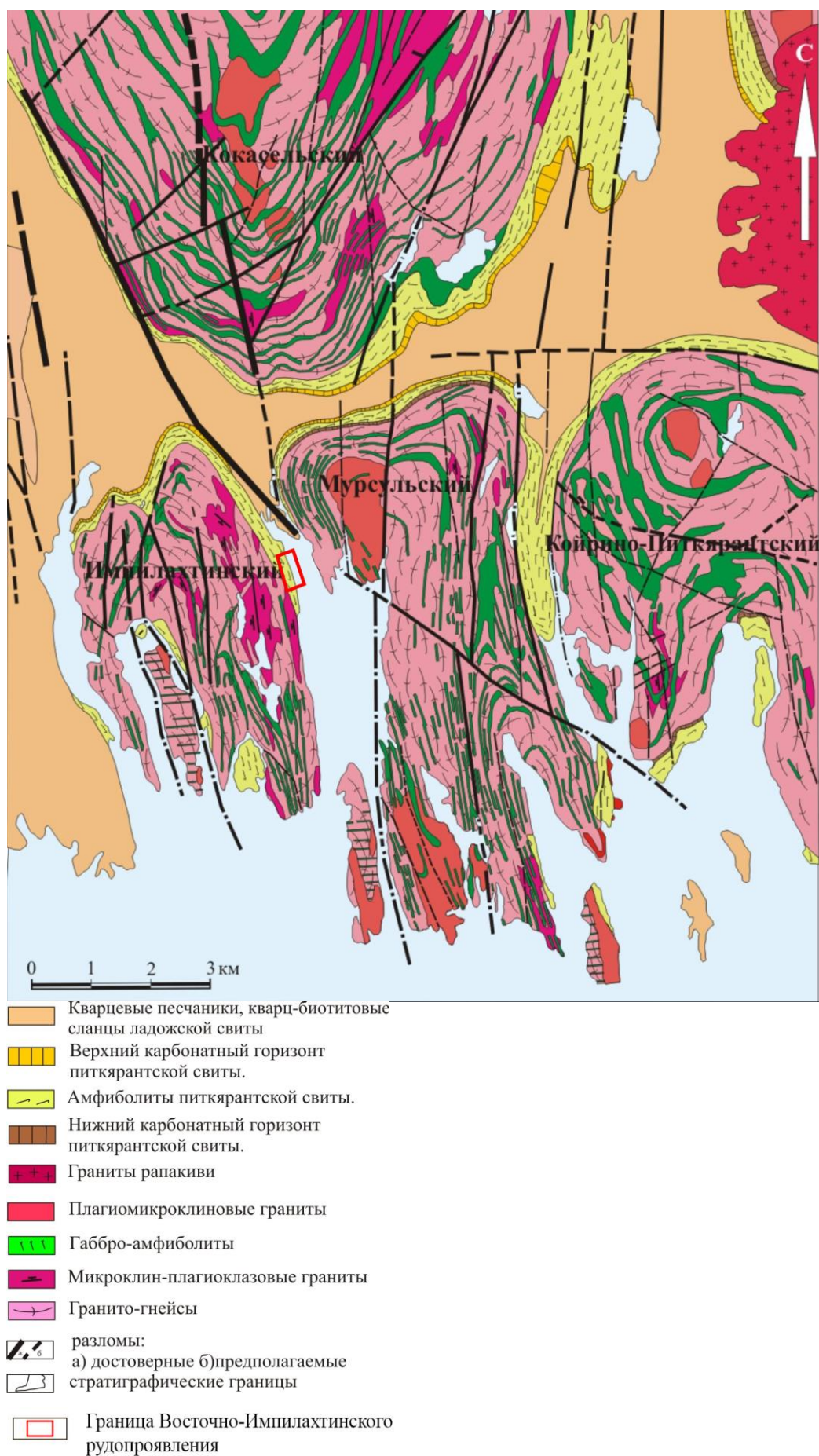


Рис.2.4. Геологическая схема юго-восточной части Северного Приладожья (По Коротаеву, 1978г.)



## Стратиграфия.

На территории Северного Приладожья выделяются следующие стратиграфические подразделения (табл.2): докембрийские образования, относящиеся к архею (лопий) и нижнему протерозою (карелий). Лопий разделен на три эратемы – нижний, средний и верхний. В Карело-Кольском регионе саамий и нижний лопий представлены только плутоническими породами и их метаморфизованными аналогами. Метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования среднего лопия выделены в хаутаварский, а верхнего лопия – в гимольский надгорizontы. Возраст этих пород 2800-3000 млн лет. По международной шкале нижний и средний лопий соответствует мезоархею, а верхний лопий – неоархею.

Отложения карелия (нижний протерозой) слагают относительно простые синклинали, мульдообразные прогибы и линейные приразломные синклинальные структуры. Породы архея выступают как фундамент по отношению к нижнепротерозойским образованиям. В соответствии с общей шкалой докембрия России карельская зонотема подразделена на нижнекарельскую и верхнекарельскую эратемы. В региональной стратиграфической схеме Карело-Кольского региона карелий подразделен на надгорizontы (сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий) продолжительностью до 200 млн. лет.

Породы сумийского надгорizontа представлены метавулканитами, верхняя граница которых отвечает рубежу 2400 млн лет. Породы сариолийского горizontа развиты значительно шире известны в разрезах почти всех прогибов (Отчет, 2013).

Разрезы ятулийского надгорizontа, завершающего нижний карелий, имеют переменную мощность. Нижняя граница стратона проводится по древней коре химического выветривания, которая прослеживается в основании разрезов ятулия на всех подстилающих породах. Верхняя граница фиксируется контактом розовых доломитов и перекрывающих их темно-серых алевролитов и вулканитов людиковия (низы верхнего карелия).

Характерным отличием разрезов людиковийского надгорizontа является повышенное содержание в метапелитах углеродистого вещества и присутствие среди вулканитов магнезиальных базальтов и пикритов, а также в некоторых случаях трахиабазальтов. На исследуемой территории людиковий представлен метаморфизованными породами питкьярантской свиты сортавальской серии. Внутри выделяются породы нижнего и верхнего карбонатных горizontов, мощность которых составляет 10-15 м (мраморы, мономинеральные кварциты и кварцитовидные породы, локально амфиболовые и углеродистые сланцы), которые разделены толщей

разнообразных амфиболитов (массивные, полосчатые, сланцеватые амфиболиты, гранатовые амфиболиты с маломощными прослоями кварцитов).

Ладожская серия Калевийского надгоризонта представлена сероцветными кварцитами и сланцами, мощность которых может достигать до 2900 м. Выделяют 2 типа разрезов серии: импилахтинский и янисярвинский. В импилахтинском типе, по данным Н. А. Артамоновой, ладожская серия расчленяется (снизу вверх) на импилахтинскую, хунукскую и вялемякскую свиты. (Воинов А. С., Методическое руководство, в печати.)

Импilahтинская свита (мощность 600-700 м.) представлена грубозернистыми слюдистыми полевошпатовыми кварцитами с прослоями гранат-биотитовых сланцев, биотитовыми углеродистыми сланцами. Преобладают серые кварцитоподобные неяснослоистые разновидности пород (Отчет, 2014)

Хунукская свита (до 1000 м) сложена груборитмичнослоистыми кварцитопесчаниками от мелкой до крупной зернистости. Вялемякская свита (до 1200 м) представлена метатурбитами с различным кластическим материалом, от гравелитового до пелитового размера, превращенными в гранат-ставролитсодержащие сланцы. Для пород характерна градационная слоистость в сочетании с косой, косоволнистой слоистостью и текстурами оползневых дислокаций. Вепсий представлен интрузивными образованиями Карельского перешейка (по международной шкале карелий соответствует палеопротерозою). Стратифицированные породы акватории Ладожского озера относятся к среднему, верхнему рифею и венду (соответствуют мезо- и неопротерозою Международной шкалы).

Среди магматических образований на территории района выделяют вулканогенные породы, мигматиты и гранитизированные породы зон ультраметаморфизма, интрузивные комплексы основного и кислого состава.

Породы вулканического происхождения представлены амфиболитами питкярантской свиты. Образование этих пород связано с доладожской эпохой магматизма.

Таблица 2

Акротема	Эонотема	Эратема	Система	Возрастно й рубеж (млн. лет)	Надгоризонт региональной шкалы	Местные подразделения	Свиты Приладожья
ПРОТЕРОЗОЙ	?			570			
			Венд			Котлинский горизонт; Редкинский горизонт	
				60			
	Верхний протерозой (Рифей), (Уфа, 1990)	Верхний рифей (каратавий)				Приладожская свита	
				1000			
		Средний рифей (юмартиний)				Приозерская, Салминская, Пашская свиты	
				1350			
		Нижний рифей (бурзяний)			Хогландий	Хогландская серия	
				1650			
	Нижний протерозой (Карелий)	Верхний карелий			Вепсий	Шокшинская, Петрозаводская свиты	
				1800			
					Калевий	Ладожская серия	Вялимякская, Хунукская, Импilahтинская свиты
				1920			
		Нижний карелий			Людиковий	Суйсарская, Заонежская свиты	Сортавальская серия (Питкярантская свита)
				2100			
					Ятулий	Туломозерская, Медвежьегорская, Янгозерская свиты	
				2300			
					Сариолий	Селецкая, Вермасская свиты	
				2400			
					Сумий	Ожирявинская, Тунгудская, Окунеская свиты	
АРХЕЙ	Верхний архей (Лопий)	Верхний лопий		2500			
					Гимольский	Гимольская серия	
				2800			
		Средний лопий				Хаутоварская серия	
				3000			
		Нижний лопий				Водлозерский комплекс (Серые гнейсы?)	Гнейсы и амфиболиты ядер куполов
	Нижний архей			3200			

Таблица 2. Стратифицированные породы на территории Импилахтинского учебно-научного полигона (Отчет, 2015).

Ранний протерозой. Проявления поздне- и посторогенного гранитного магматизма кристаллического фундамента Приладожья широко распространены южнее зоны Мейерского надвига (Кузнеченский, Тервусский и другие комплексы), а в пределах Раахе-Ладожской зоны представлены Импииниемским диорит-гранодиоритовым и Маткасельским лейкогранитовым комплексами, мигматизацией куполов и развитием

пегматитов. В зонах ультраметаморфизма широко проявлена мигматизация. Мигматиты характеризуются несколькими генерациями мигматитовых выплавок, образование которых происходило в течение нескольких этапов складчатости. Интрузивный магматизм Свекофенской эпохи завершился внедрением калиевых пегматоидных гранитов, которые образуют неправильные штокообразные и жильные тела среди кристаллических сланцев, амфиболитов и гранито-гнейсов.

Пегматиты приурочены к обрамлениям гранито-гнейсовых куполовидных структур. Крупные, обычно зональные пегматитовые дайки секут гнейсы куполов, а в людикийских и калевийских горизонтах образуют согласно складчатые мощные слоистые жилы. В них часто устанавливается радиоактивная минерализация (ортит, виикит и др.). Радиологический возраст пегматитов составляет  $1830 \pm 10$  млн. лет.

Поздний протерозой. Восточная часть территории Северного Приладожья сложена гранитами Салминского массива комплекса гранитов рапакиви. По геофизическим данным установлено, что массив представляет собой пластообразное тело мощностью от 2 до 12 км, с погружением подошвы в юго-восточном направлении, где предполагается подводящий канал интрузии. В составе массива выделяются 6 последовательно внедрившихся фаз:

1) габбро-нориты, лабрадориты и анортозиты, локализованные в юго-западной части массива, в зоне предполагаемого подводного канала; возраст - 1546, 7 млн лет;

2) монцониты, кварцевые сиениты, сиениты, локально распространенные к северу от первой фазы; возраст - 1543, 7 млн лет;

3) биотит-амфиболовые граносиениты, образующие восточную часть Салминского массива и большую часть его апофиза, внедрившегося в сопредельную зону Карельского кратона; возраст - 1543,4 млн лет;

4) амфибол-биотитовые граниты рапакиви, наиболее распространенные породы Салминского массива; возраст - 1540,6--1537,9 млн лет;

5) биотитовые граниты, порфировидные и равномернозернистые, образуют северо-западную часть массива; возраст- 1538,4-1535,0 млн лет;

6) альбит-литиевые редкометальные топазсодержащие граниты, локально распространенные в краевой западной части массива (район г. Питкяранта); возраст- 1538,0 млн лет.

С внедрением Салминского массива связано формирование позднейшей генерации приладожских пегматитов, секущих как вмещающие породы, так и граниты самого массива.

Острова Валаамского архипелага сложены долеритами Валаамского интрузивного комплекса, они образуют протяженный силл мощностью до 170 метров, в верхней части которого фиксируются монцодолериты и аплитовидные граниты. На континентальной части, в районе поселка Салми, распространены одновозрастные неметаморфизованные базальты салминской свиты, а в районе горы Хопунвара, к этому же комплексу относится Хопунварский силл с возрастом 1325 млн. лет (сообщение А.С. Воинова). История магматизма района завершается внедрением даек основного состава («сортавалитов») с возрастом 1200 млн. лет.

Массив Вялимяки – дифференцированный клинопироксенит-габбро-диоритовый интрузив, внутренняя структура которого соответствует центростремительному типу развития и определяется первичномагматической зональностью. В современном эрозионном срезе интрузив имеет форму овала площадью около 8 км<sup>2</sup>. Породы рамы представлены метаморфизованными кварц-биотитовыми и ставролитовыми сланцами ладожской серии, возраст которых оценивается в интервале 1900 – 1800 млн. лет (Калевий). В пределах участка слагают крупную изоклиналиную структуру, прорванную в ядерной части породами массива (Алексеев, 2008).

### **Метаморфизм.**

Раннепротерозойские породы Северного Приладожья метаморфизованы в различной степени.

На карте Raahe-Ladoga Zone (Structure-lithology, metamorphism and metallogeny; a Finnish-Russian cooperation project; 1996-1999) выделяется чёткая региональная метаморфическая зональность.

В обрамлении озера Янисярви (к северо-западу от Коккасельского купола) располагаются породы зеленосланцевой фации, которая характеризуется наименьшими значениями Р-Т условий.

Полуостров Хунукка, северное обрамление Питкярантского, Мурсульского и всего Коккасельского купола представляют собой область распространения низкой-средней части амфиболитовой фации по отношению к значениям Р-Т. В породах этой зоны наблюдаются: гранат, ставролит и андалузит. В свою очередь, на северо-востоке Коккасельского купола находится месторождение Ставролитовая Горка, где присутствуют гранат, силлиманит (фибrolит) и ставролит.

Западная часть Северного Приладожья располагается в области распространения средней - высокой частей амфиболитовой фации (Sill-Kfs, силлиманит-калиевый полевой шпат).



Южнее Рускеала и к западу от г. Сортавала породы метаморфизованы до средней - высокой частей амфиболитовой фации (Grt-Sill-Ms, гранат-силлиманит-мусковит). По этим же данным, породы этой фации присутствуют в районе г. Питкяранта, южнее Питкярантского купола.

За структурной линией Мейери (к юго-западу от неё) начинается распространение пород более высокотемпературных фаций: высокотемпературной амфиболитовой фации, пространственно связанной с гранитоидами. Она представлена ассоциацией – Grt-Crd-Kfs-Bi (гранат-кордиерит-калиевый полевой шпат-биотит) и высокотемпературной/среднебарической или низкобарической гранулитовой фацией (Grt-Crd-Sill, гранат-кордиерит-силлиманит).

Таким образом, двигаясь от юго-запада к северо-востоку, мы наблюдаем зональность в распространении метаморфических пород, от более высокотемпературных, метаморфизованных в гранулитовой фации, на юго-западе, до наиболее низкотемпературных пород зеленосланцевой фации на северо-западе, в районе озера Янисярви. В соответствии с этим, с увеличением степени метаморфизма от края Карельского кратона наблюдаются зоны появления следующих характерных минералов: биотита, граната, фибролита (силлиманита), андалузита, кордиерита, и, впоследствии, ромбического пироксена (Отчет, 2015).

### **История геологического развития.**

Геологическая история данного региона началась с образования пород архейского гранито-гнейсового фундамента (Карельский кратон) (Глебовицкий, 2005).

В этой монографии выделяются следующие этапы геологического развития:

3.2-3.1 млрд. лет – формирование «сиалических ядер» Карельского палеоконтинента.

3.0-2.9 млрд. лет – становление Карельского кратона, формирование первичной континентальной коры.

2.9-2.85 млрд. лет – заложение зеленокаменных поясов и формирование связанных с ними вулканических пород коматиит-толеитовой и базальт-андезит-дацитовой серий и накопление терригенных толщ, кислый инициальный вулканизм.

2.85-2.74 млрд. лет – продолжение и завершение формирования зеленокаменных поясов, окончание кислого и среднего вулканизма, внедрение плутонических пород, возникновение рифтогенных структур, формирование метаморфических поясов.

2.73-2.58 млрд. лет – позднеархейская коллизия, выражающаяся в метаморфизме и формировании покровно-надвиговой структуры, кратонизация Карельского массива.

2,6-2,5 млрд. лет в начале раннего протерозоя объединенный Кольско-Беломорско-Карельский кратон испытывает новый этап внутриконтинентального рифтогенеза.

2,5 млрд. лет – формированию грабеновых структур на фоне раскалывания и воздымания земной коры, накопление вулканитов андезит- базальтового состава, внедрение расслоенных перидотит-ортопироксенит- норитовых, щелочно-гранитных и монцонит-гранитных интрузий.

2,3-2,1 млрд. лет – активное выветривание, спокойный тектонический режим, а также наличие на территории Балтийского щита мелководного бассейна.

Далее 1,96 млрд. лет назад в пределах кратона начинает развиваться внутриконтинентальный рифт, происходит раскрытие осадочного бассейна и начало осадконакопления (рис. 2.5, 2.6, 2.7).

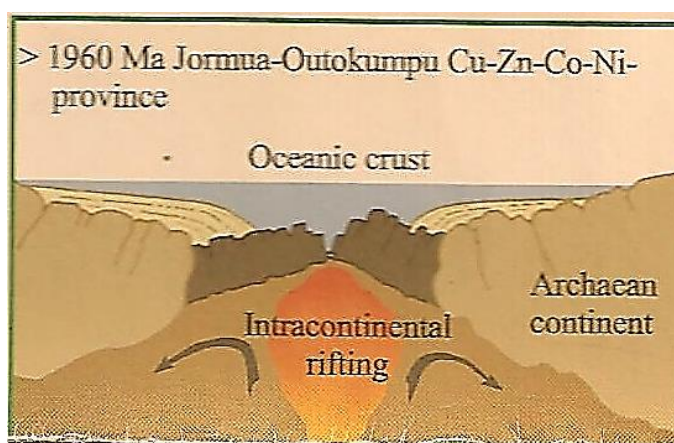


Рис. 2.5 Раскрытие внутриконтинентального рифта (Ekdahl, 1995).

В образовавшемся бассейне отлагаются карбонатные, силикатные, глинистые осадки (породы питкьярантской свиты). Далее происходит развитие континентального рифта и за счет растяжения развивается базальтовый магматизм (формируется вулканогенная часть питкьярантской свиты), также от Карельского кратона из-за растяжения откалываются блоки – образование террейнов энсиалической островной дуги (Импилахтинский, Мурсульский и др.). Базальтовые покровы—преимущественно континентальные, которые сменяются вверх по разрезу океаническими или субокеаническими, свидетельствующие о смене условий с континентальных на океанические. Таким образом, происходит раскрытие океана и возникает пассивная континентальная окраина.

В каливийскую эпоху около 1.91-1.92 млрд.лет происходит формирование флишевых толщ континентального склона, островодужных комплексов в области свекофеннид (рис.2.6) и начало субдукции. В результате чего развивается активный

магматизм и формируются магматические комплексы тоналит-плагиогранит-габбро-пироксенитового состава. На территории также широко распространен магматизм щелочно-известкового ряда. Развитие в Приладожье субдукционных процессов привело к складчатости и погружению океанических новообразований под окраину Карельского континента (рис.2.7).

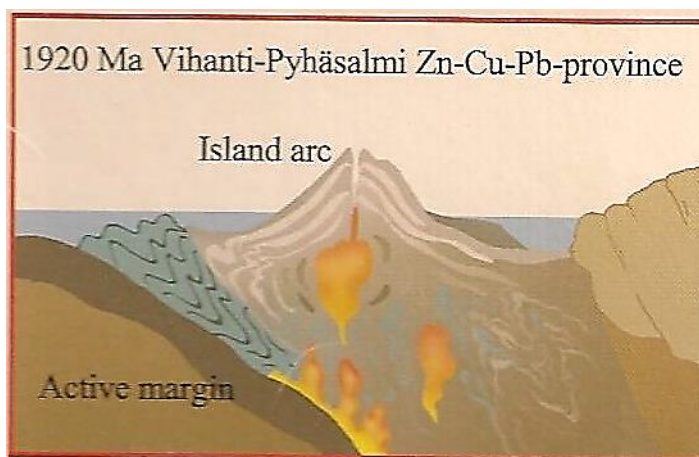


Рис.2.6 Появление активной континентальной окраины и островодужного комплекса (Ekdahl, 1995).

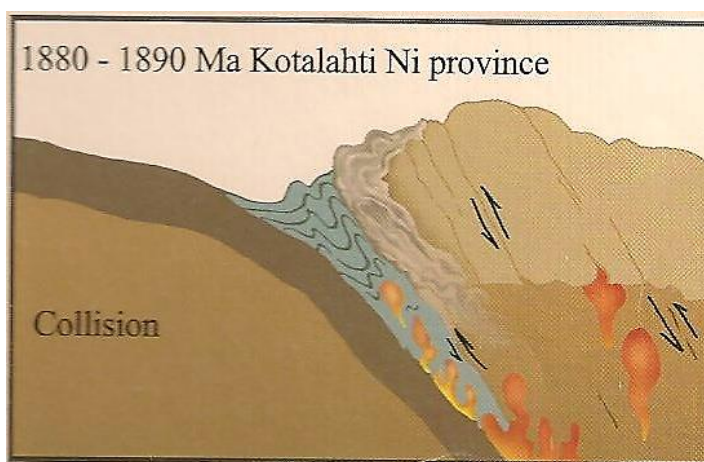


Рис. 2.7 Субдукционно-коллизийные процессы, начало закрытия океана (Ekdahl, 1995).

Далее происходит закрытие океана (аккреция и коллизия). Формируются горные складчатые структуры, происходит удвоение-утроение континентальной коры, которая, в свою очередь, перекрывает земные тепловые потоки, из-за чего происходит накопление тепла и, следовательно, прогрев зоны палеосутур и сопряженных с ними бассейнов, поэтому помимо деформационных изменений происходит региональный метаморфизм (превращение питкярантских известняков в мраморы, глинистых сланцев в биотитовые сланцы, базальтов в амфиболиты, также происходит возникновение скарноидов из-за близкого расположения смешанного состава пород – глиноземисто-карбонатные,

кремнисто-карбонатные осадочные породы). После закрытия рифта в калевийское время в условиях углубления континентального склона формировались флишевые и флишоидные отложения ладожской серии. Флиш ладожской серии образовывался в условиях континентального склона, на окраине континента, в результате схода. В результате закрытия палеоокеана 1,88-1,84 млрд. лет назад, Свекофеннский и Карельский мегаблоки сочленяются в единый континент, образуя Раахе-Ладожскую зону сочленения и формирование постколлизийных гранитов (рис.2.8).

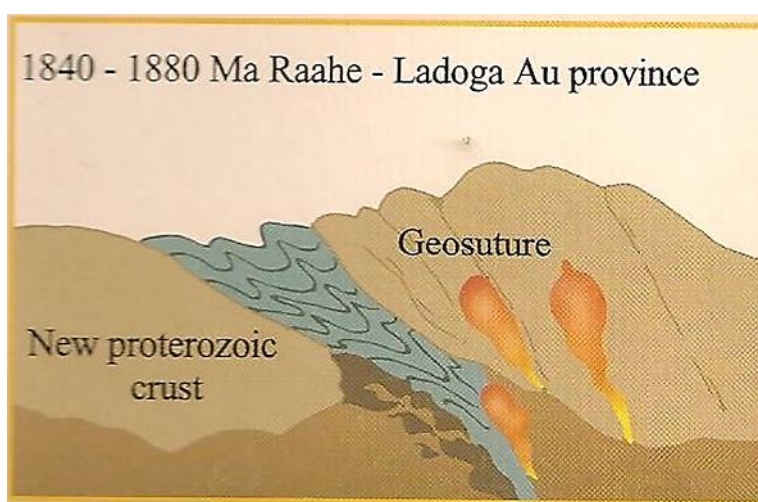


Рис. 2.8 Закрытие океана, формирование постколлизийных гранитов (Ekdahl, 1995).

Затем происходит процесс частичного плавления архейского фундамента (процесс ремобилизации). Появляются K-Si растворы, которые контролируют метасоматоз, а затем гранитизация, после которой, из-за уменьшения плотности, произошло всплывание гранито-гнейсов.

В начале раннего рифея (1,67-1,54 млрд. лет) происходит внедрение формации гранитов рапакиви – массивов Выборгского, Салминского и др. Это говорит о начальных стадиях раскрытия нового континентального рифта.

1,4-1,3 млрд. лет – заложение Ладожского грабена, заполнение его осадками рифея, внедрение дифференцированных интрузий основного состава (Валаамский силл), предположительно 1 млрд. лет назад происходит образование Янисъярвинской астроблемы, сложенной различными импактитами (Шурилов, 2005).

В верхнем венде начинает формироваться платформенный чехол Восточно-Европейской платформы, который несогласно перекрывает все предшествующие образования.

До нашего времени происходила денудация пород, о чем свидетельствует отсутствие осадочных отложений фанерозоя.

Окончательный геолого-геоморфологический облик региона был сформирован вследствие Валдайского оледенения, глубинных процессов и изостатического выравнивания в неоген-четвертичное время. Однако на фоне общего поднятия, также наблюдаются зоны локального погружения.

В четвертичное время происходило таяние ледникового покрова, поэтому возникают моренные, флювиогляциальные осадки.

Формирование Ладожского озера в его современных границах произошло в голоцене (приблизительно 3000 лет назад, когда произошло образование долины реки Невы).

### **Полезные ископаемые.**

Зона Раахе-Ладога в Свекофенской субпровинции – это главный сульфидный пояс, простирающийся от города Раахе (Финляндия) до Приладожья. Сульфидный пояс включает в себя такие крупные месторождения как Виханти, Пюхасалми, Коталахти, Оутокумпу (Ekdahl, 1995).

Положение рудных объектов в пределах изучаемой территории определяется следующими факторами:

1) Первейшее значение отводится гранито-гнейсовым куполам, так как все рудные проявления сконцентрированы в их обрамлениях. Точки минерализации распространены дискретно. Однако, большинство проявлений находятся в верхнем и нижнем горизонтах питкярантской свиты. Эта генеральная закономерность отмечена давно и характерна для всего питкярантского рудного района.

2) Вдоль берега Питкярантского залива Ладоги на глубине 300-600 м залегает кровля салминского массива рапакиви, что определяет положение ряда рудных полей: старого и нового Питкяранского, Хопунварского, Люппикского, Уксинского.

3) Зона Янисярви-Ляскиля. В ней присутствуют интрузивные тела гранит-порфиров, габбро-диоритов, плагиогранитов. В этих интрузиях присутствуют рудоносные тела пропилитов и березитов, а также участки окварцевания.

Прогнозные ресурсы золоторудной минерализации в березитах оцениваются по категории Р2 (для рудных полей с еще не открытыми месторождениями) — 10 тонн.

4) Рудная минерализация в интрузивных комплексах. Интрузивные комплексы представлены массивами Кааламо и Вялимяки. В массиве Вялимяки присутствуют постмагматические титано-магнетитовые руды.

## Характеристика рудных полезных ископаемых

Черные металлы (железо, титано-магнетитовые руды). Титано-магнетитовые руды Вялимяки – это интересный и детально-изученный комплекс. Данные руды залегают в пироксенитах и габбро-пироксенитах, а сама интрузия имеет дифференцированное строение от габбро-пироксенитов до габбро-диоритов и плагиогранитов.

Вялимякское месторождение титаномангнетитовых руд и магнетитовые скарны Питкярантского рудного узла это комплексные по составу оруденения, которые как правило совмещены с оловянным оруденением. Магнетитовые скарны известны в Старом рудном поле, в Хопунварском месторождении (заброшенные шахты Бекк, Магнетитовая ломка) и др. Основная доля магнетита связана с известковистыми скарнами, наиболее высокие его концентрации приурочены к периферическим участкам оловянных руд. В центральных частях рудных полей происходит усложнение состава руд. В ассоциации с магнетитом наблюдаются сфалерит и халькопирит.

Цветные металлы. Медь проявляется в скарнах Питкяранского рудного поля в виде халькопирита. Цинк же представлен сфалеритом (клеофаном), а свинцовые руды (галенит) имеют ограниченное распространение. Цинк-оловянное месторождение наблюдается в скарнах по границе гранито-гнейсовых куполов, в зоне влияния рапакиви. Олово представлено двумя крупными объектами: Старое рудное поле (Питкяранта) и месторождение Киттеля. Олово представлено касситеритом. В 19 веке в старом рудном поле Питкяранты была знаменитая шахта Клее, из которой было добыто 500 т олова.

Золото можно найти в окварцованных березитах Аллату и Янисйоки. Также оно присутствует в породах соанлахтинской свиты в черных сланцах. В Ялонварском месторождении помимо золота есть олово и молибден. Признаки золоторудного оруденения наблюдаются в измененных породах Вялимяки. Платиноидов в рудных объектах пока не нашли, но поиски ведутся в интрузиях габброидного состава.

Уран встречается в рудоносных скарноидах в обрамлении гранито-гнейсовых куполов. Знаковыми являются точки вокруг Импилахтинского купола. Однако сами руды – непромышленные. Ураноносны только кварц-полевошпатовые и жильные метасоматиты в Мурсульском куполе. В них есть кварц, микроклин и капельные выделения настурана. Месторождение Карку, к юго-востоку от поселка Салми, относится к типу несогласий, в котором карбонат-хлоритовые метасоматиты, входящие в основание верхних протерозойских песчаников палеодепрессий, содержится настуран. Эти метасоматиты настолько необычны, что было предложено именовать их каркулитами (Шурилов и др., 2015).

В пределах Центрально-Имплахтинского рудопоявления наибольшие концентрации урана приурочены к скарноидам верхнего карбонатного горизонта питкрянтской свиты ( $PR_{1pt3}$ ). В питкрянтской свите они образуют ряд точек, с очень высокими содержаниями (до 330 ppm). Минерализация приурочена также к скарнированным амфиболитам ( $PR_{1pt2}$ ). Все они коррелируют с линейной тектонической зоной вдоль западного берега залива Сумерианлахти и в геологических наблюдениях представлены интенсивно дислоцированными ожелезненными и сульфидизированными амфиболитами, часто с графитом и карбонатами. Чётко прослеживается связь геологических критериев (наличие разрывных нарушений, гидротермально-метасоматических преобразований) с результатами геохимического опробования. Возможной причиной распределения аномалий для этого элемента является наложенные процессы гидротермального характера по ослабленным зонам в районе контакта амфиболитов и скарноидов.

Урановая минерализация рассмотренных зон, вероятно, представлена настураном.

### 3. Геология Восточно-Импilahтинского рудопоявления

#### 3.1. Геологическая характеристика Импilahтинской купольной структуры

В ходе прохождения учебной практики в 2015 году студенты кафедры ГМП и геохимии на базе СПбГУ в поселке Импilahти, под руководством И.А. Алексеева, И.К. Котовой и А.С. Воинова, изучали геологическое строение Импilahтинского купола и его обрамление, картировали площадь, изучали Восточно-Импilahтинское рудопоявление, с отбором каменного материала различных стратиграфических уровней по главным разновидностям пород этого участка. На основе полевых наблюдений была построена геологическая карта северо-восточной части Импilahтинского купола масштаба 1: 10 000 (рис.3.1), на которой были выделены следующие подразделения: в основании разреза залегают нестратифицированные породы гранито-гнейсового купола, которые обрамляются породами питкьярантской свиты и ладожской серии.

Импilahтинский гранито-гнейсовый купол это выход древнего фундамента Карельского кратона. Породы, слагающие купол, подвергались интенсивному метаморфизму, в результате чего их первичная стратификация полностью утрачена, поэтому стратифицировать их невозможно. Изучаемые породы являются наиболее древними. Их возраст оценивается в интервале AR-PR<sub>1</sub> (Балтыбаев и др., 2000).

Состав гранито-гнейсового купола различен. Породы преимущественно гранитоидные по составу, в большинстве своём гранито-гнейсы. Также наблюдаются жильные тела гранитов, пегматитов и внутрикупольных амфиболитов.

Гранито-гнейсы - породы гранитного состава с гнейсовидной текстурой простирание 150-160°, падение 65-90°, которая образована субпараллельными агрегатами кварца и полевого шпата. В рамках данного купола существует три разновидности гранито-гнейсов: розовые, серые и тёмно-серые гранито-гнейсы.

Нижний протерозой представлен породами питкьярантской свиты и ладожской серии. Эти породы обрамляют архей-протерозойский Импilahтинский гранито-гнейсовый купол в направлении с северо-запада на юго-восток данной площади.

Наиболее древними в этом обрамлении являются породы питкьярантской свиты, представленные первично-осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, которые были метаморфизованы в амфиболитовые фации. Это мраморы, биотитовые углеродистые сланцы, скарноиды и амфиболиты. Породы простираются в соответствии с простиранием купольного ядра – угол простирания 150-160°, падение



субвертикальное. В соответствии с особенностями состава можно поделить питкярантскую свиту на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя, или базальная, толща ( $PR_{1pt_1}$ ) – так называемый нижний карбонатный горизонт, представлена диопсидовыми мраморами, гранатовыми сланцами и кварцитовидными песчаниками. Данная толща прослеживается в северной, центральной и южной частях площади и на некоторых частях участка скрыта под четвертичными отложениями.

Средняя, амфиболитовая, толща ( $PR_{1pt_2}$ ) представлена преимущественно амфиболитами с прослоями скарноидов. Особенности толщи являются рогообманковый состав и массивные, полосчатые и сланцеватые текстуры. Данная толща обнажается в северной, центральной, южной частях и на островах в заливе Сумерия.

Верхняя, скарноидная, толща ( $PR_{1pt_3}$ ) – так называемый верхний карбонатный горизонт, представлена преимущественно скарноидами диопсид-кварц-амфибол-полевошпатового состава, в которых встречаются слои мраморов, биотитовых сланцев и яшмоидов. Породы интенсивно обохрены и сульфидизированны, встречаются в северной и южной частях изучаемой площади.

Более молодые породы ладожской серии ( $PR_{1ld}$ ) завершают разрез нижнепротерозойских образований на центральной территории участка. Ладожская серия представлена здесь биотитовыми кристаллическими сланцами с гранатами и кварцитовидными песчаниками. Образование пород связывают с метаморфизмом флишоидной толщи (устное сообщение А.С. Воинова). Подобное переслаивание пород характерно только для данной серии.

Породы всех древних отложений с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются четвертичными отложениями. Их мощность в разных частях территории меняется от 0 до 5 метров, представлены отложения неоплейстоцена и голоцена. Состоят они из отложений ледникового комплекса, склоновых отложений, озерных и речных осадков, болотных отложений и техногенных накоплений голоцена.

Тектоника участка.

Зона Раахе-Ладога, к которой приурочен данный участок, является региональной структурой, отделяющей Свекофенский пояс от Карельского кратона. Поэтому для территории участка Импилахтинского купола характерно широкое развитие деформаций, связанных с тектоническими процессами.

В районе северного Приладожья в целом и в том числе на участке работ по характеру структур и времени формирования комплексов можно отчетливо выделить два структурных этажа: нижний – докембрийский – и верхний – четвертичный (рис.3.1.).

Нижний структурный этаж сложен архей-нижнепротерозойскими комплексами, слагающими купольную структуру, в которой выделяется гранитогнейсовое ядро и окаймляющие его толщи. Комплексы нижнего структурного этажа образуют структуру окаймленного купола (картируемая территория является восточной частью Импилахтинского гранитогнейсового купола), образование которого связано с гранитизацией и последующим всплыванием диапира. Окаймляющие породы оказываются в межкупольном пространстве, что определяет их складчатую структуру, резко отличную от структуры купольного ядра.

До образования купола гранитогнейсовое ядро являлось фундаментом, а окаймляющие толщи – осадочным чехлом. На основании этого и в первую очередь структурных различий между залеганием пород купольного ядра и окаймляющих его толщ произведено разделение на структурные яруса внутри структурного этажа.

Выделены два структурных яруса нижнего этажа: нижний ярус (AR-PR<sub>1</sub>), сложенный породами архей-нижнепротерозойского гранитогнейсового ядра, и верхний ярус (PR<sub>1pt</sub>-ld), образованный окаймляющими ядро породами питкьярантской (PR<sub>1pt</sub>) и ладожской (PR<sub>1ld</sub>) свиты нижнепротерозойского возраста.

Породы нижнего структурного яруса (AR-PR<sub>1</sub>) представлены гранитогнейсами. В структурном плане нижний структурный ярус представляет собой антиформу, четко проявленную в рельефе возвышенностью со скалистыми склонами. В целом гнейсовидность пород залегает субвертикально с северо-западным простиранием. Локально простирание гнейсовидности меняется на северо-восточное, встречаются участки с крутопадающим залеганием гнейсовидности – углы от 65-85°. Это объясняется особенностями процессов подъема купольной массы.

На севере картируемого участка простирание гнейсовидности меняется до широтного и затем северо-восточного, в соответствии с простиранием границы купольного ядра. Наблюдается замыкание купольной структуры.

Верхний структурный ярус нижнего структурного этажа сложен метаморфическими породами питкьярантской свиты и ладожской серии, находящимися в обрамлении гранитогнейсового купола. Породы верхнего структурного яруса распространены в восточной части картируемого участка с севера-запада на юго-восток, в пределах как континентальной, так и акваториальной частей исследуемой территории. Выделение данного структурного подразделения в качестве самостоятельного яруса обосновывается особенностями складчатых структур, сопряженных с формированием купола гранито-гнейсов. Для пород межкупольного пространства установлено, что они

образуют синформу, близкую к изоклинали, осложненную мелкой плекативной складчатостью.

На геологической карте участка в пределах развития пород верхнего структурного яруса откартирована синклиальная складчатая структура северо-западного простирания, замковая часть которой скрыта под акваторией залива Сумерианлахти. Протяженность по карте данной структуры 1,3 км. Восточное крыло выходит на островах и примыкает к Мурсульскому куполу, а западное - на континенте и примыкает к Импилахтинскому куполу данного участка. На восточном крыле сланцеватость падает на запад под углом  $74^{\circ}$ - $85^{\circ}$ ; на западном – субвертикальное. В ядре складки наблюдаются породы ладожской серии, к югу породы питкьярантской свиты замыкают структуру. Отсюда можно предположить, что шарнир складки погружается на север.

Образование выделенной складки приурочено к формированию купольных структур. Вследствие процессов диапиризма, происходило сдавливание метаморфических пород осадочного чехла в межкупольное пространство и образование установленных складчатых структур.

Для генеральной складчатой структуры характерно развитие плекативных осложнений. Так, при картировании детального участка «Южный» были задокументированы флексурные перегибы с вертикальным шарниром, прослеженные на интервале 150 метров. Простирание крыльев складки варьирует от  $340^{\circ}$  до  $350^{\circ}$  на южном крыле и от  $0^{\circ}$  до  $10^{\circ}$  на северном. К северу простирание меняется на  $350^{\circ}$ , доходя до  $330^{\circ}$  в северной части участка работ. Развитие подобной складчатой структуры можно предположить и для прослеживающейся к западу базальной толщи, перекрытой четвертичными отложениями, где установлено смещение пластов по простиранию.

В пределах крупных складчатых структур выделяются мелкие плекативные осложнения пород верхнего яруса. Особенно хорошо прослеживаются сложные складчатые структуры пород амфиболитовой толщи прибрежной области залива Сумерианлахти. Были выделены и зарисованы сундучные, колчановидные складки, флексуры, складки с параллельными крыльями – изоклиальные складки, а также – ныряющие складки.

Верхний структурный этаж представлен нерасчлененными четвертичными отложениями. В пределах участка геолого-съемочных работ выделяется резкое стратиграфическое и угловое несогласие четвертичных пород с породами докембрийского фундамента: преимущественно субгоризонтально залегающие молодые отложения перекрывают древние породы, для которых характерны субвертикальные углы падения. Четвертичные отложения фрагментарно прослеживаются на всем участке работ – они

образуют пойменные и русловые отложения, прибрежно-морские, отложения конусов выноса и кор выветривания докембрийского фундамента.

Разрывные нарушения.

На картируемом участке выделяется две системы разрывных нарушений: субмеридионального, преимущественно северо-западного (от  $340^\circ$  до  $0^\circ$ ), простирания и субширотного, преимущественно северо-восточного (от  $30^\circ$  до  $130^\circ$ , преимущественно  $60^\circ$ ) простирания.

Субмеридиональная система разломов

На площади участка были выделены два региональных разлома.

Первый из них, расположенный в восточной части участка, простирается на северо-запад. Разлом подчеркивается долиной реки Сумерианйоки и протяженным на северо-запад заливом Сумерианлахти, разрывное нарушение проходит по восточной его части.

Второй разлом такого же простирания и регионального значения проходит вдоль восточной границы участка. Он прослеживается по результатам дешифрирования космоснимков участка.

На севере участка Сумерианлахти выделен субширотный разлом, прослеженный на 500 м по канаве шириной 10-15 м, приуроченной к контакту гранито-гнейсов купольного ядра и породами нижнего карбонатного горизонта питкьярантской свиты. С разломом связано изменение залегания пород: разница между простиранием гнейсовидности гранито-гнейсов и сланцеватости амфиболитов составляет  $10-15^\circ$  при том, что в остальных приконтактных частях элементы залегания сонаправлены. В приразломной части отмечается микроклинизация гранито-гнейсов и рассланцованность амфиболитов (по плоскостям, выполненным биотитом, содержание которого также увеличивается).

По данным детальных геологических работ участка «Южный» в верхнем карбонатном горизонте питкьярантской свиты ( $PR_{1pt_3}$ ) была выделена зона катаклазирования. Выделенный разлом прослежен на 300 м в юго-западном направлении.

На участке детальной съемки Центральный в рамках геохимической съемки было выдвинуто предположение о наличии субмеридионального разлома в комплексах амфиболитовой толщи ( $PR_{1pt_2}$ ), в пределах 10 м от границы с верхним карбонатным горизонтом ( $PR_{1pt_3}$ ).

Интрузивные и жильные образования участка.

В пределах участка северо-восточной части Импилахтинского купола (рис.3.1) интрузивные магматические образования представлены в трёх формах: в виде внутрикупольных амфиболитов, пегматитов и плагиогранитов. Жильные образования представлены кварцевыми жилами.

Внутрикупольные амфиболиты распространены по всему участку работ в пределах Импилахтинского гранитогнейсового купола. Тела амфиболитов имеют линейную форму, выдержанное простирание, параллельные субвертикальные контакты, что и позволяет называть их дайками. Интерпретируются многими исследователями как подводящие каналы для лавовых покровов питкьярантской свиты.

Внутрикупольные амфиболиты очень схожи по составу и структуре с амфиболитами питкьярантской свиты. В телах амфиболитов часто наблюдается сланцеватость; структура мелкозернистая, текстура сланцеватая, массивная. Минеральный состав: амфиболы 80%, плагиоклазы 20%, встречается кварц и биотит (до нескольких процентов). Однозначно амфиболитовые тела выделяются как внутрикупольные только по положению внутри гранитогнейсового купольного ядра. Видимая мощность даек амфиболитов от десятков сантиметров до метров, по простиранию прослежены в среднем на 20-30 метров. Всего на карте выделено около десятка амфиболитовых тел.

В целом тела ориентированы в соответствии с гнейсовидностью вмещающих гранитогнейсов (субмеридианальное, С-З простирание). На севере участка работ амфиболиты имеют азимут простирания около  $140^0$ , к югу простирание меняется до  $150 - 160^0$ ; падение субвертикальное.

Пегматиты представлены телами разной мощности: от десятков сантиметров до метров. В ходе съёмки выделено 5 пегматитовых тел, выявленных только в гранитогнейсах.

Морфология тел и характер их залегания остаются неясными ввиду плохой обнажённости контактов.

Это гранитные пегматиты, структура крупнозернистая, текстура массивная, пертитовая. Основные минералы: кварц и полевые шпаты с преобладанием микроклина.

Пегматиты представлены в северной части участка работ.

Кварцевые жилы выявлены как в гранитогнейсах, так и в породах питкьярантской свиты. Мощность жил достигает нескольких сантиметров. Цвет кварца от белого до серого. Простирание жил часто совпадает с простиранием сланцеватости и гнейсовидности ( $310-320^0$ ), но в некоторых случаях отличается: жилы секут сланцеватость (или гнейсовидность), что позволяет говорить об их образовании после развития сланцеватости. Жилы размещены, в основном, у линии границы гранитогнейсовых куполов и амфиболитов питкьярантской свиты.

Интрузии плагиогранитов выявлены на островах. Это протяжённые тела, имеющие субвертикальные контакты, что позволяет называть их дайками. Мощность около 10-20

см. Простираание контактов совпадает с простираанием сланцеватости в амфиболитах и составляет от 5 до 330°. В дайках отмечены сдвиговые нарушения.

Минеральный состав плагиогранитов: кварц, плагиоклазы, биотит.

Во всех наблюдаемых дайках отмечены сдвиговые нарушения.

Исходя из наблюдений, можно сделать предположение о существовании системы плагиогранитных жил, внедрившихся по зонам трещиноватости С-З направления.







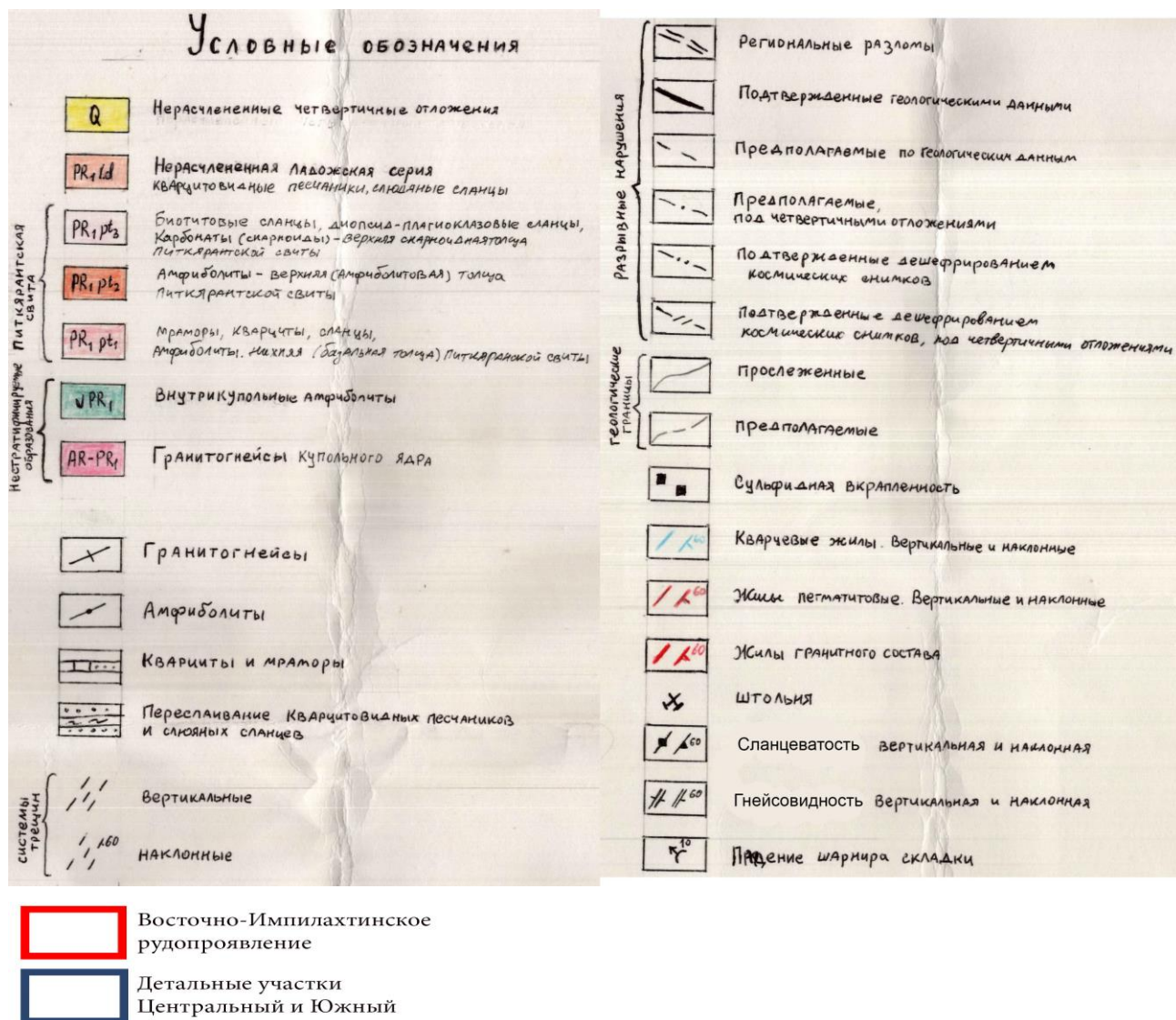


Рис.3.1. Геологическая карта участка Сумерианлахти [Отчет по учебной геологической практике студентов 3 курса кафедр геологии месторождений полезных ископаемых и геохимии СПбГУ / Агеева О., Бабкина А., Безносикова Ю., Буркина Н. и др. – Импиллакти: С.-Петерб. ун-т, 2015.]



### 3.2. Геологическое строение рудопоявления Восточно-Имплахтинское.

Восточно-Имплахтинское рудопоявление в середине XX века изучалось как урановое проявление. Оно расположено в северо-восточной части Имплахтинского купола (рис.3.1). Рудопоявление приурочено к осадочно-метаморфическим образованиям сортавальской серии (питкьярантская свита) нижнего протерозоя.

По устному сообщению А.С.Воинова, вокруг Имплахтинского купола находятся выработки двух генераций: первая — финские выработки конца 19 – начала 20 веков, на данный момент они находятся в плохом состоянии, вторая — выработки работ партии №4 Октябрьской экспедиции управления геологии СССР в 1949. Экспедиция вела массовые поиски урана в связи с необходимостью создания атомного оружия. В горных выработках на Восточно-Имплахтинском рудопоявлении ими был вскрыт полностью радиактивный апатит-уранинитовый слой в скарноидах верхнего карбонатного горизонта. На данной территории находится ансамбль выработок: траншеи, канавы, штольни, шурфы. Рудные залежи с урановой минерализацией достигали в размерах 100 метров. Они приурочены к измененным в ходе метаморфизма скарноидам, содержащим сульфидную минерализацию. Получить какую-либо еще информацию или фондовые материалы о работе данной партии невозможно, так как структура этой организации претерпела реорганизацию, с частичным уничтожением устаревших геологических материалов, в которые попал и отчет по участку Восточно-Имплахтинского рудопоявления урана.

Восточно-Имплахтинское рудопоявление прослеживается по западному берегу залива Сумерия на 850 м, шириной около 100 м. В настоящий момент в пределах рудопоявления доступен для исследования его северный фланг (участок Центральный) и южный фланг (участок Южный) (рис.3.2) На Южном рудопоявлении находятся многочисленные канавы и штольня с двумя штреками, на Центральном шурфы и канавы. В пределах участков выделяются породы средней (амфиболитовой) толщи и верхней (скарноидной) толщи питкьярантской свиты.



Рис.3.2. Увеличенный фрагмент геологической карты участка Сумерианлахти, Восточно-Импilahтинское рудопоявление

### 3.2.1 Участок «Южный»

Располагается в восточном обрамлении Импилахтинского гранито-гнейсового купола, представляет южный фланг Восточно - Импилахтинского рудопоявления. Участок узкой полосой вытянут вдоль берега залива Сумерианлахти, в районе острова Каласари. Протяженность участка 92 метра с севера на юг, при максимальной ширине 32 метра (Рис.3.3).

На территории участка «Южный» находятся заброшенные после 1950-х годов горные выработки: многочисленные канавы и штольня с двумя штреками.

Документация участка проводилась по простиранию всех канав и в штольне. Отбор каменного материала велся вкрест простирания пород по профилям (профили I, II, III, IV, V) и по простиранию пород в районе канав. Для начала хода выбрана базовая точка с координатами E 406882, N 6838567. Конечная точка хода располагается в 18 метрах к северу от входа в штольню по азимуту 0°.

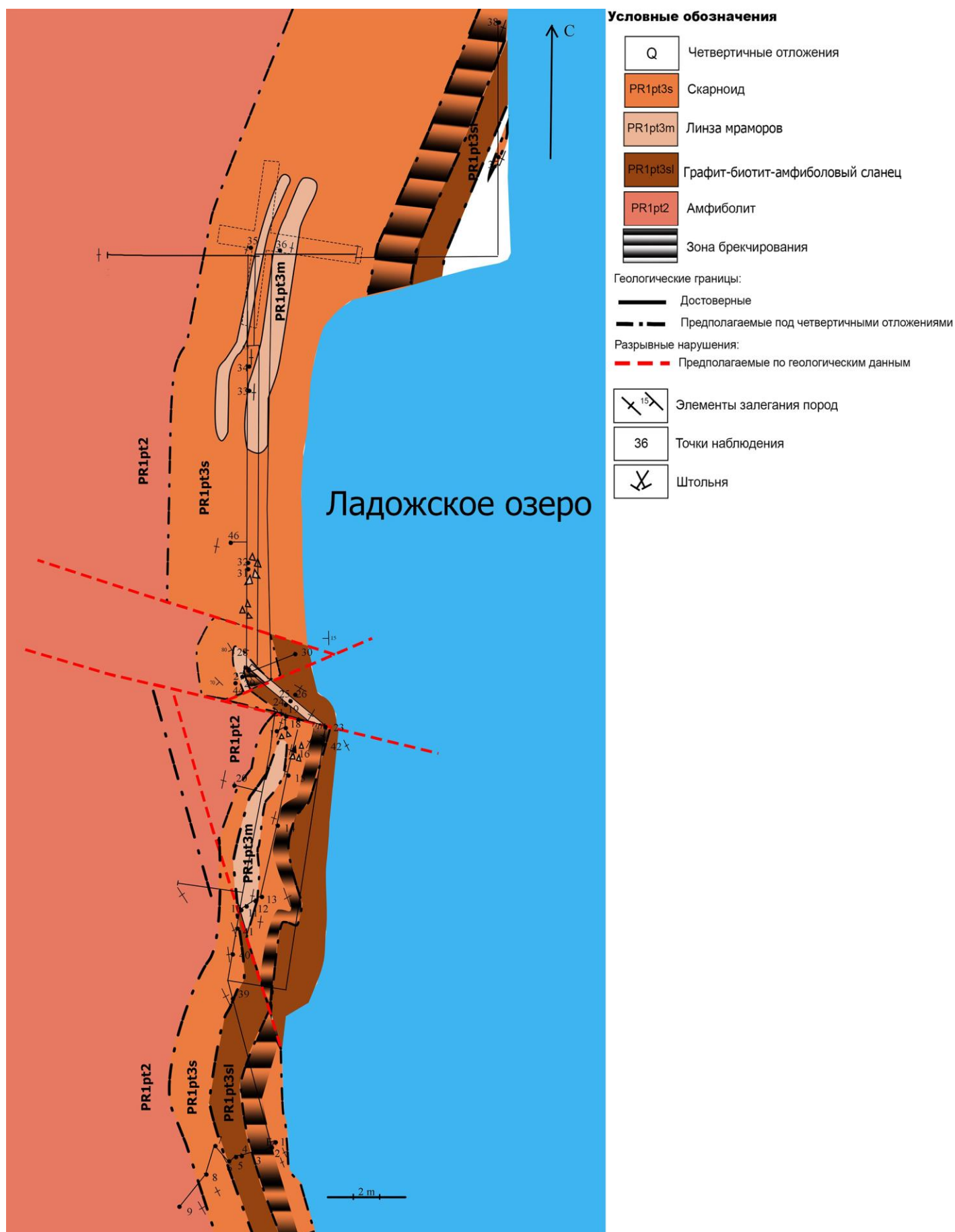


Рис.3.3. Схема геологического строения участка Южный. Составила Зиангирова А.

В пределах участка обнажаются преимущественно верхняя (скарноидная) толща питкьярантской свиты (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>) и, частично, средняя (амфиболитовая) толща (PR<sub>1</sub>pt<sub>2</sub>). При документации выявлены следующие пачки: амфиболитовая в пределах средней толщи PR<sub>1</sub>pt<sub>2</sub>, пачка скарноидов с линзами мраморов и пачка графит-биотит-амфиболовых сланцев в пределах верхней толщи PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>, помимо того установлены зоны тектонических брекчий.

Амфиболитовая пачка (PR<sub>1</sub>pt<sub>2</sub>) сложена амфиболитами с прослоями скарноидов. Прослеживаются в пределах участка на западе. Они имеют серо-черный цвет с зеленоватым оттенком, средне-мелкозернистые, массивные и директивные, часто расслоенные, со следами окисления. Состоят преимущественно из амфибола, в основном роговая обманка – до 50% и ряда тремолит-актинолит – до 10%, содержание кварца – до 40%, биотит – до 15% (фото 3.1.); присутствуют тонкие слои (1-3 см) скарноидов, сложенных диопсидом и полевым шпатом (т.н. AZ-9, AZ-20). Данные породы можно трактовать как метабазальты.

Прослои скарноидов встречаются на всем интервале пачки, они существенно диопсидового состава с небольшим содержанием сульфидов.

Простираение пород меняется с 330° на юге до 360° на севере, залегание субвертикальное, видимая неполная мощность 15 метров.



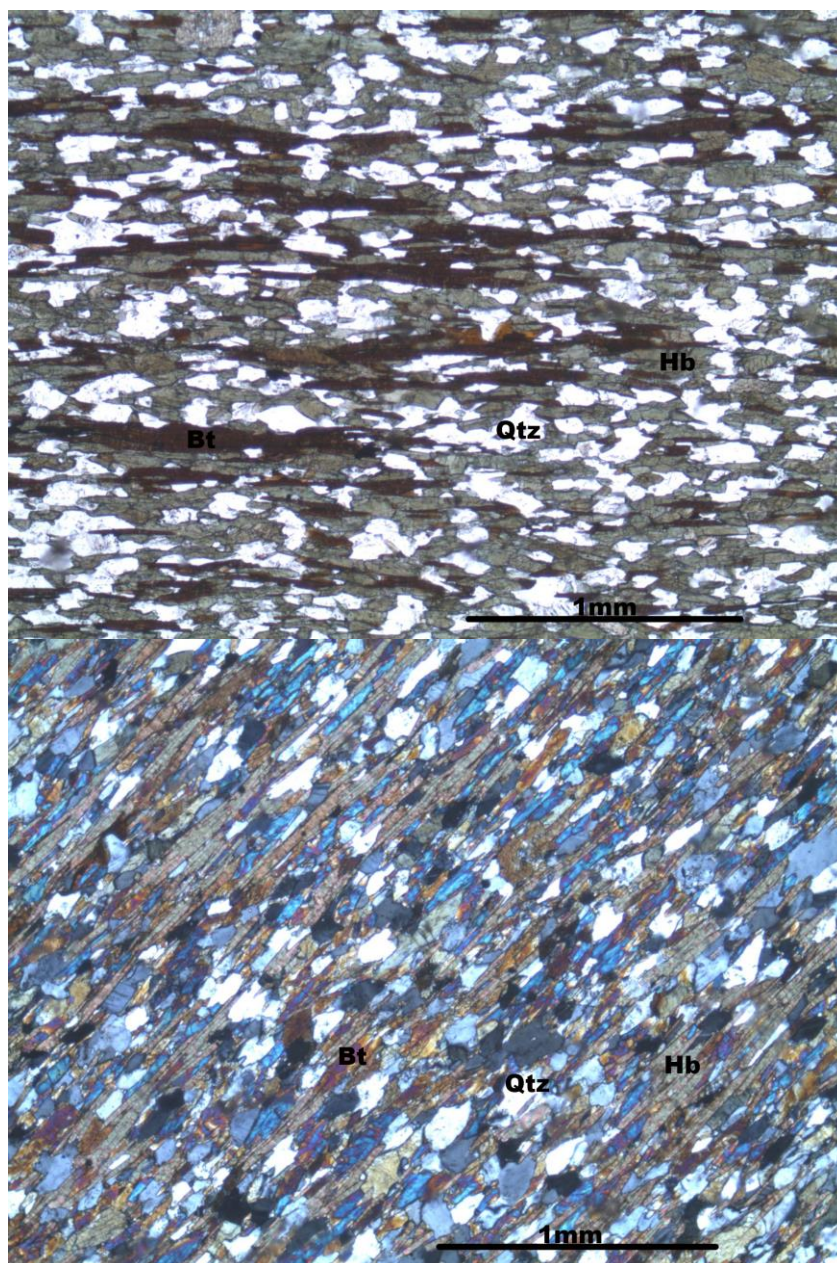


Фото.4.1. Основные минералы, слагающие пачку амфиболитов (шлиф AZ-9) без анализатора, с анализатором.

Пачка скарноидов ( $PR_{1pt3s}$ ) сложена скарноидами и линзами мраморов. Скарноиды средне-мелкозернистые, слоистые и рассланцованные, отмечаются участки с тонкими гофрированными складочками (аз.падения осей складок -  $80^\circ$ , крыльев складок -  $100^\circ$ - $110^\circ$  и  $15^\circ$ , углы падения –  $80^\circ$ - $90^\circ$ , т.н. AZ-31 – AZ-32). Внешне отличаются по выветрелой сильно обохренной поверхности. В соответствии с минеральным составом поделены на 4 типа скарноидов:

1. Плагноклаз-кварц-диопсидовый скарноид. Основными слагающими минералами являются: диопсид 20-50%, кварц 20-40%, плагноклаз 10-30%, флогопит 15-40%, сфен 5-10% и рудная ассоциация 10-20% (фото.3.2).



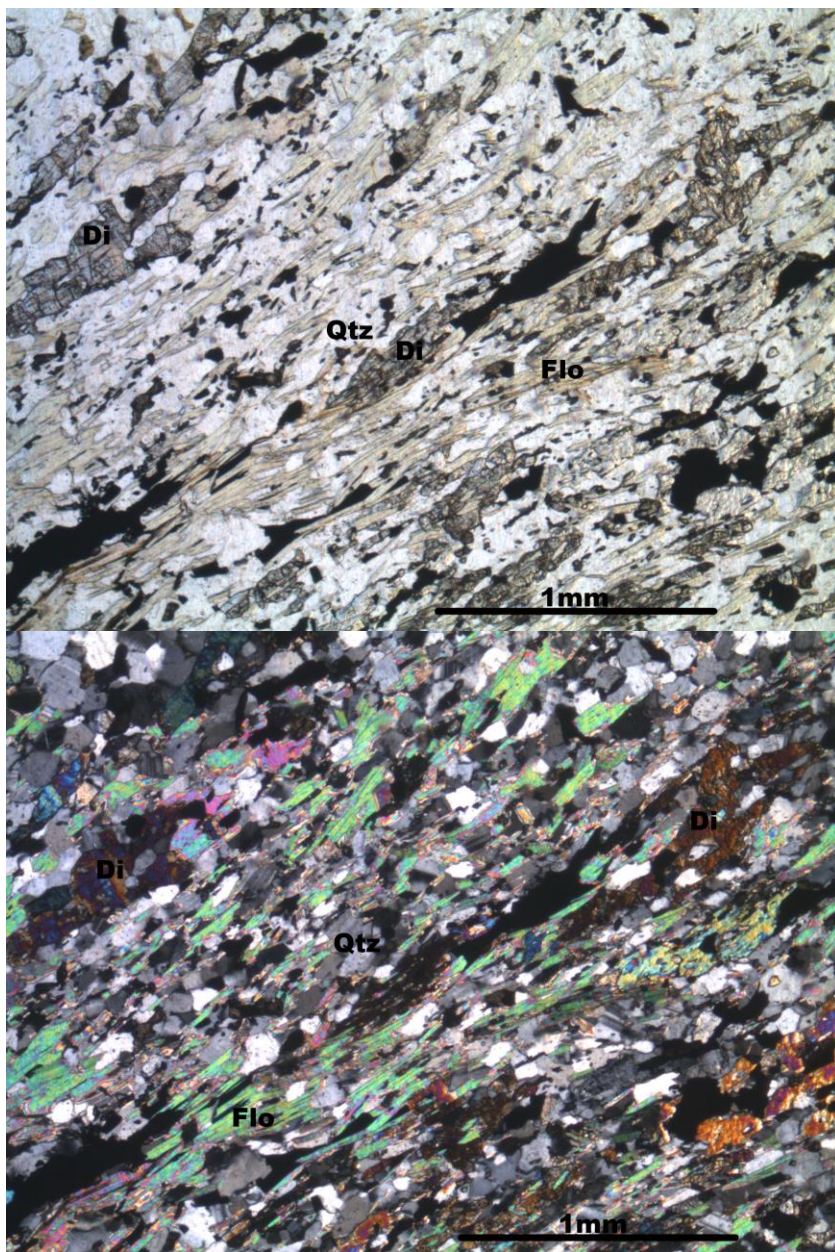


Фото.4.2. Основные минералы, слагающие плагиоклаз-кварц-пироксеновый скарноид (шлиф AZ-28) без анализатора, с анализатором.

2. Диопсид-биотит-амфиболовый скарноид сложен минералами: амфиболы представлены роговой обманкой и тремолитом 15-30%, биотит 10-30%, диопсид 25%, кварц 20-43%, сфен 2-10%, рудные минералы 3-10%. Вторичные изменения в породе проявлены по сквозьминеральным трещинам: это карбонаты и слюды (фото 3.3).



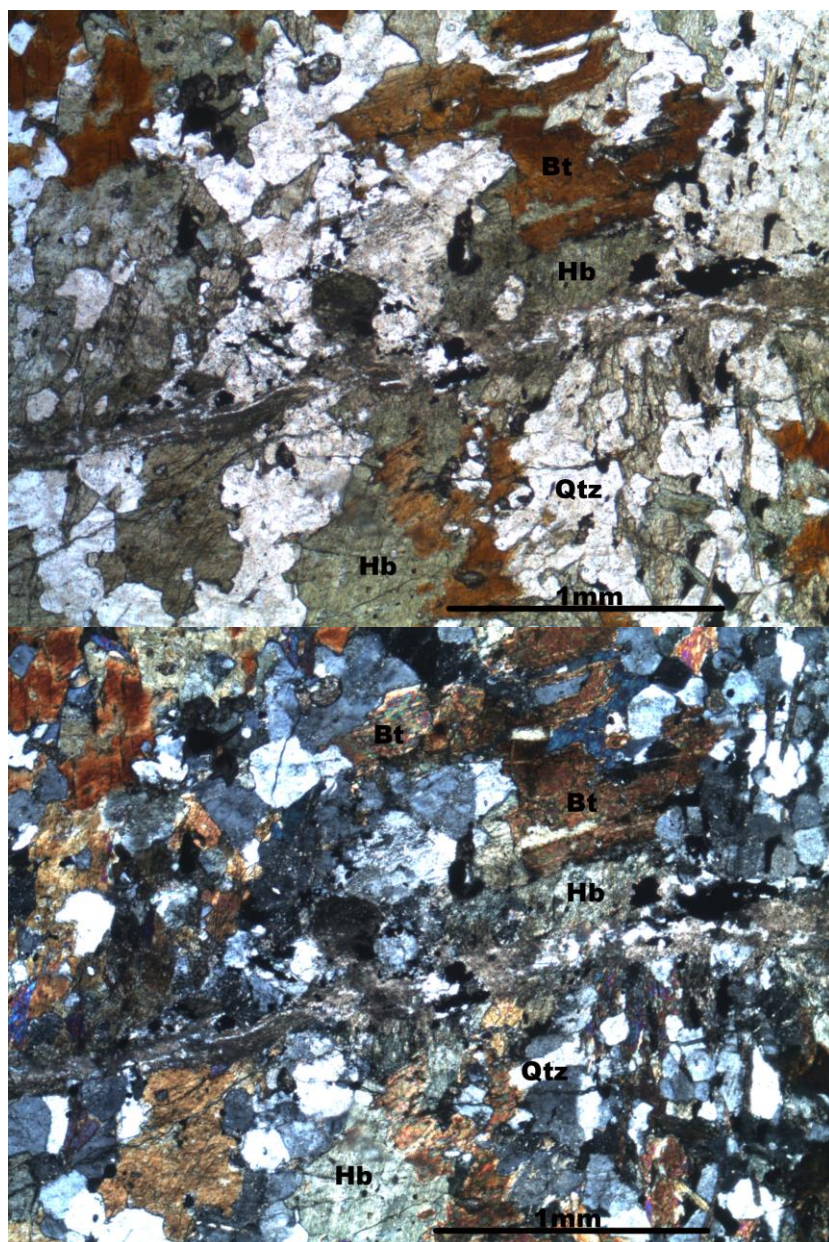


Фото.4.3. Основные минералы, слагающие диопсид-биотит-амфиболовый скарноид (шлиф AZ-7) без анализатора, с анализатором.

3. Диопсидовый скарноид представлен диопсидом 90-95% и плагиоклазом 5-10% (фото 3.4).



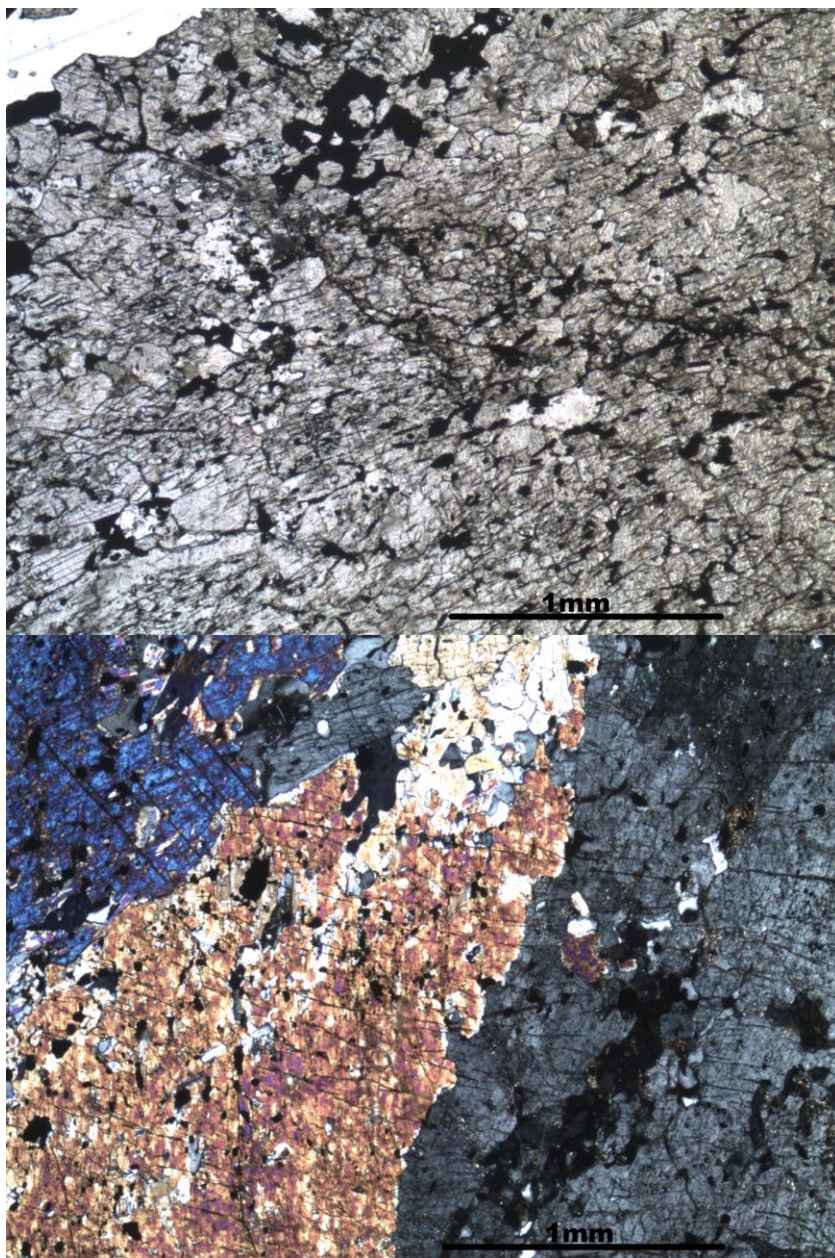


Фото.4.4. Основные минералы, слагающие диопсидовый скарноид (шлиф AZ-21) без анализатора, с анализатором.

4. Кварц-кальцит-диопсид-флогопитовый скарноид. Основными слагающими минералами являются: кальцит 10-30%, диопсид 7-20%, кварц 15-30%, флогопит 15-30%, сфен 7-10%, рудные минералы 15-23% (фото 3.5).



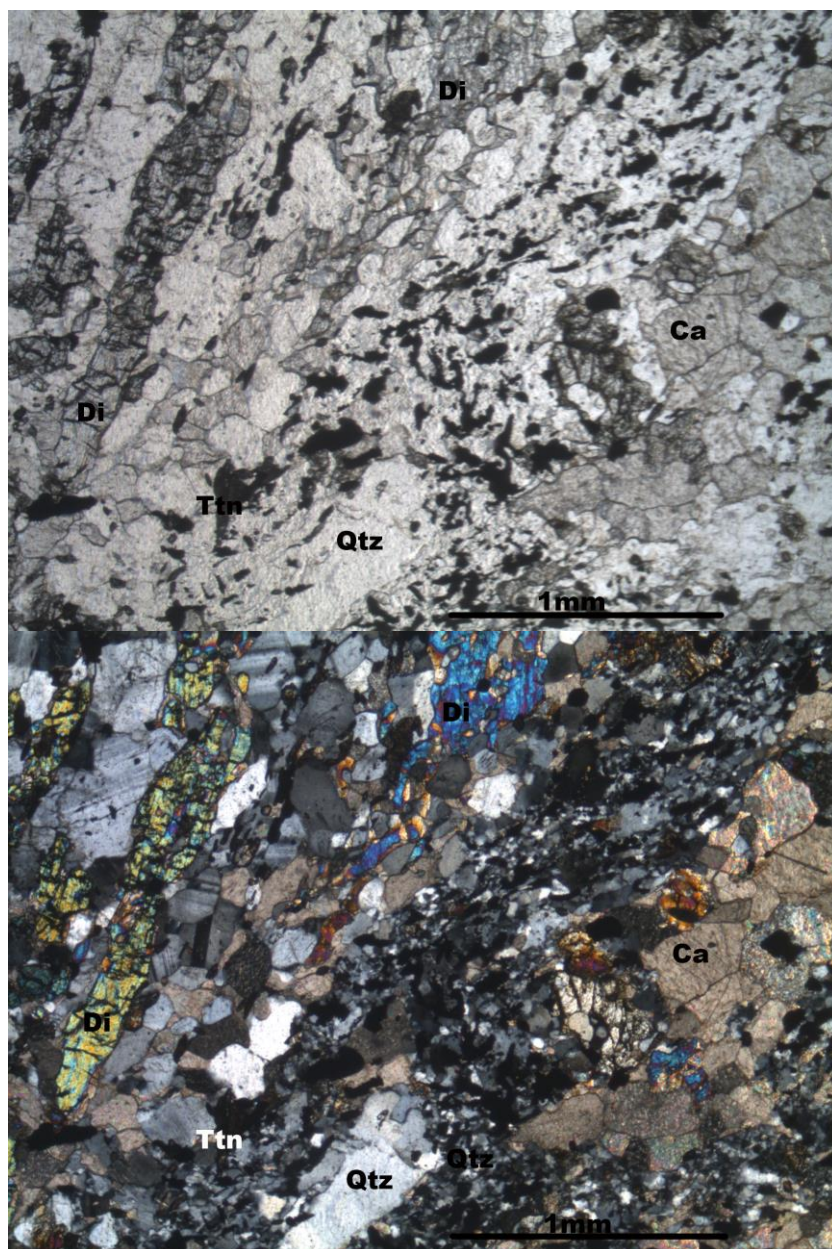


Фото.4.5. Основные минералы, слагающие кварц-кальцит-диопсид-флогопитовый скарноид (шлиф AZ-15) без анализатора, с анализатором.

Рудная ассоциация представлена сульфидной вкрапленностью по массе (халькопирит, марказит, пирит в ассоциации с графитом, пирротинном, гидрогетитом), отмечены кристаллы диопсида до 1 см в поперечном сечении. Простираание скарноидов —  $350^{\circ}$ - $10^{\circ}$ , падение субвертикальное. Контакт с нижележащей амфиболитовой пачкой резкий, четкий, согласный.

Линзы мраморов можно наблюдать в центральной и северной частях территории. Имеют светло-серый цвет. Образцы мраморов царапаются стальным ножом. Минеральный состав: кальцит 30-77%, флогопит 15-30%, диопсид 5-30%, кварц 5-40%, сфен 2-7% (фото 3.6), содержание кальция в породе варьирует от 30% до 60% (по данным замеров портативного XRF-анализатора) (фото 3.7). Мраморы также содержат мелкую,



многочисленную, равномерную сульфидную вкрапленность. В центральной части участка (т.н. AZ-24, AZ-25, AZ-26) наблюдаются линзовидные прослои мраморов в пачке графит-биотит-амфиболовых сланцев с видимой мощностью сланцев 10-160 см и мраморов 8 см. На севере, в своде штольни, чередуются слои скарноидов мощностью 10 см и мраморов 25-50 см. Однородная линза мраморов с видимой мощностью 150 см задокументирована в т.н. AZ-33. Простираание мраморов  $0^0$ , падение субвертикальное.

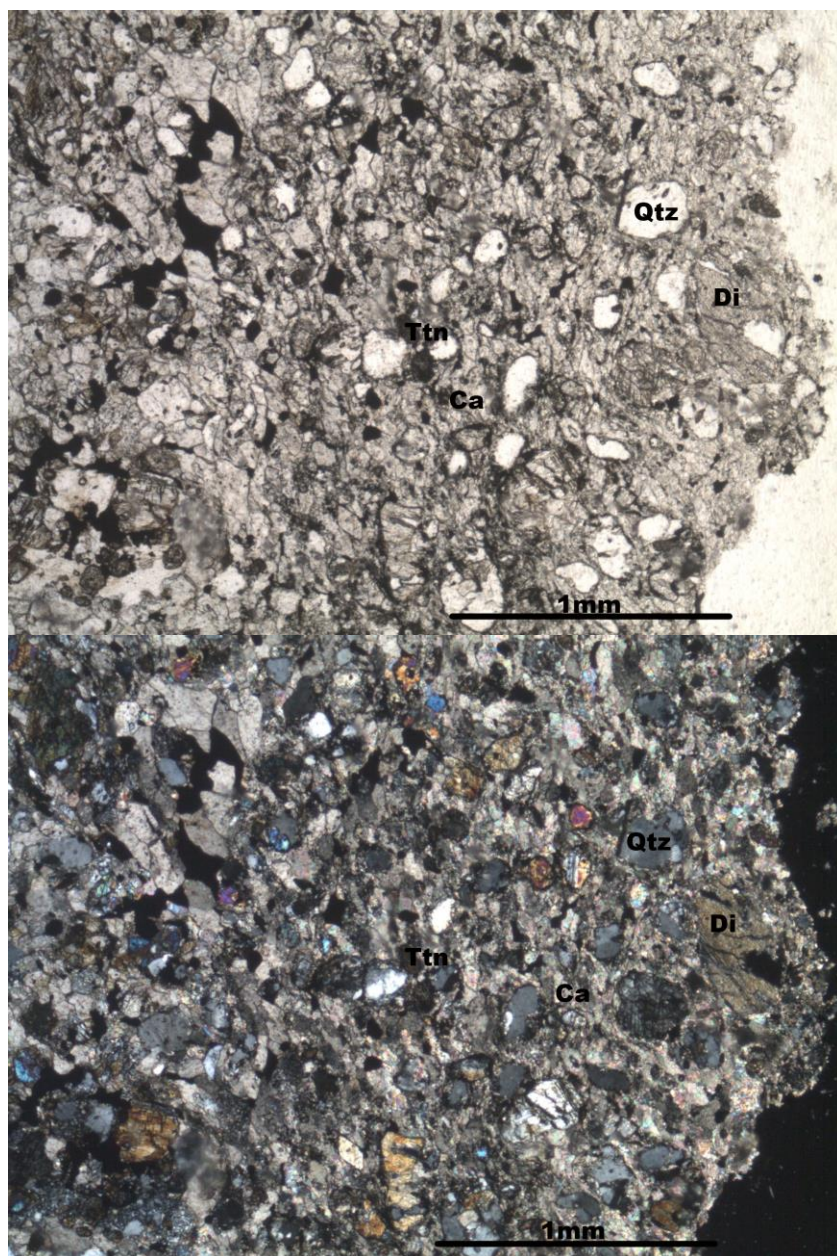


Фото 3.6. Основные минералы, слагающие линзы мраморов (шлиф AZ-19) без анализатора, с анализатором.



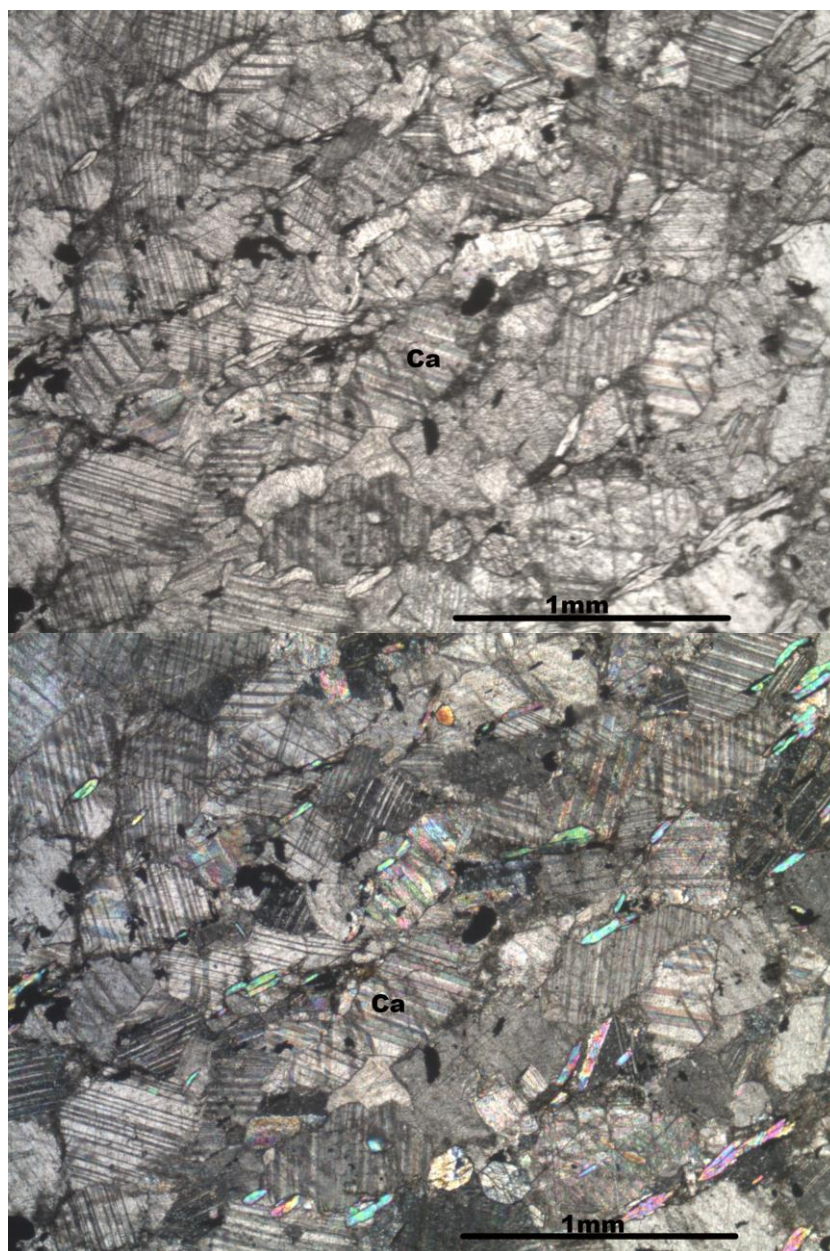


Фото 3.7. Кальцит (Ca), слагающий линзы мраморов (шлиф AZ-33) без анализатора, с анализатором.

Пачка графит-биотит-амфиболовых сланцев (PR<sub>1</sub>pt<sub>3</sub>sl) задокументирована на южной и центральной частях, и наблюдалась на этом интервале в стенках и бортах канавы. Простираение сланцев 300<sup>0</sup>, с углами падения 85<sup>0</sup>-90<sup>0</sup> к западу. Сланцы имеют серый, темно-серый цвет, структура директивная, сланцеватая, по зонам рассланцевания обохрены. Минеральный состав представлен амфиболом в виде роговой обманки и тремолит-актинолитового ряда – 40%, биотитом – 30%, кварцем – 25%, сфеном – 5% (фото 3.8). По всей массе наблюдается сульфидная вкрапленность, преимущественно пирит-пирротинная, содержание графита в сланцах может достигать 75%; в т.н. AZ-27 обнаружены кристаллы сфалерита 4 мм в поперечном сечении. В т.н. AZ-24 наблюдалось



чередование сланцев и мраморов, мощность слоев варьирует от 10 до 160 см, переслаиваясь с линзами мраморов.

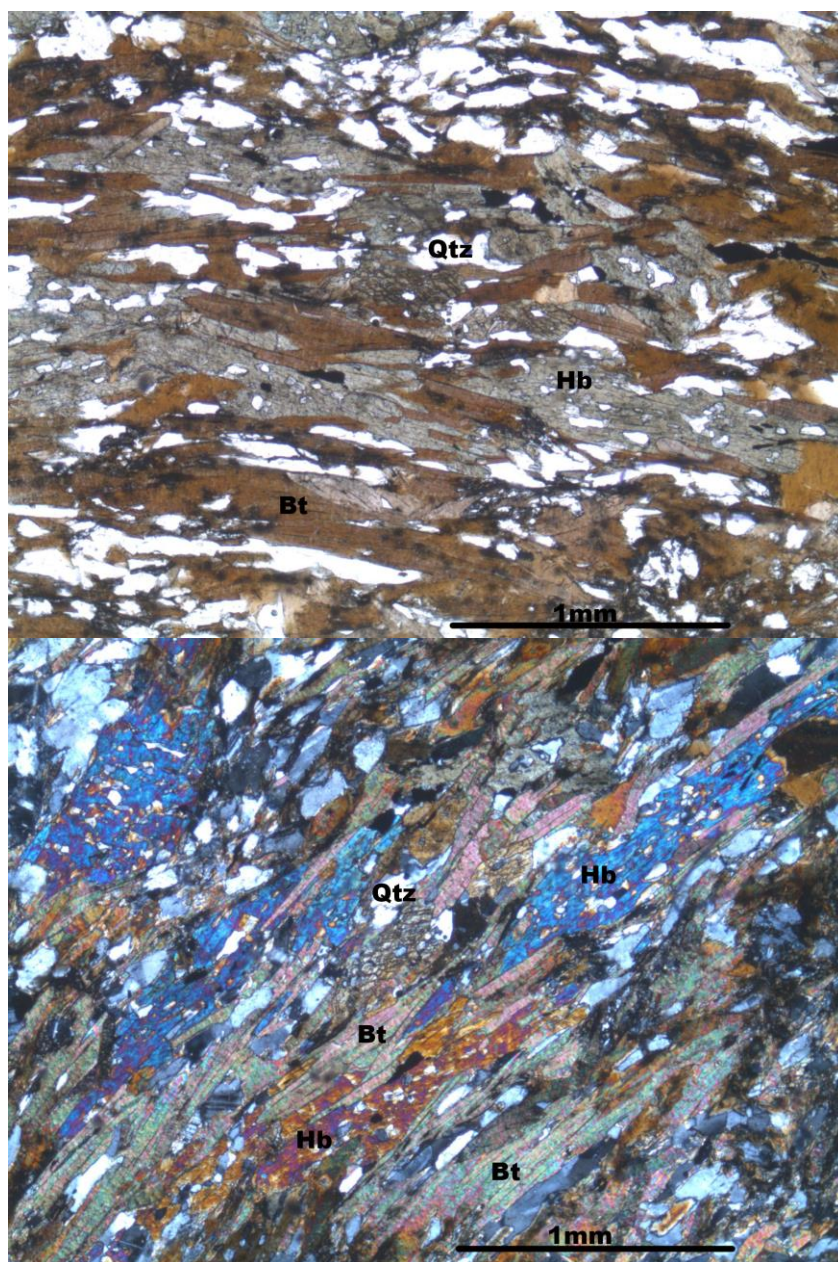


Фото.3.8. Основные минералы, слагающие пачку графит-биотит-амфиболовых сланцев (шлиф AZ-6) без анализатора, с анализатором.

Тектонические брекчии выявлены в зонах катаклаза и милонитизации в южной части участка. Эти зоны задокументированны в пределах скарноидной толще; южнее границы участка (в 40 м) наблюдались катаклазиты в амфиболитах. Зона катаклаза имеет генеральное простирание  $340^{\circ}$ , ее мощность варьирует от 0,4 до 1 м, средняя мощность 0,7м. В составе катаклазитов выделяются крупные обломки вмещающих пород зачастую с фрагментами мелких пloyчатые складок; удлиненные обломки ориентированные по слоистости и сланцеватости вмещающих скарноидов, которые в близи зоны катаклаза также смяты в мелкие пloyчатые складки (падение шарниров складок  $170^{\circ}$ , угол падения



50°) (фото 3.10). Цементирующая масса катаклазитов — обломочная, тонко-разнозернистая, с многочисленными небольшими обломками пород и минералов, присущих скарноидам (фото 3.9). Тектонические брекчии наблюдались также в центре участка в стенках канав.

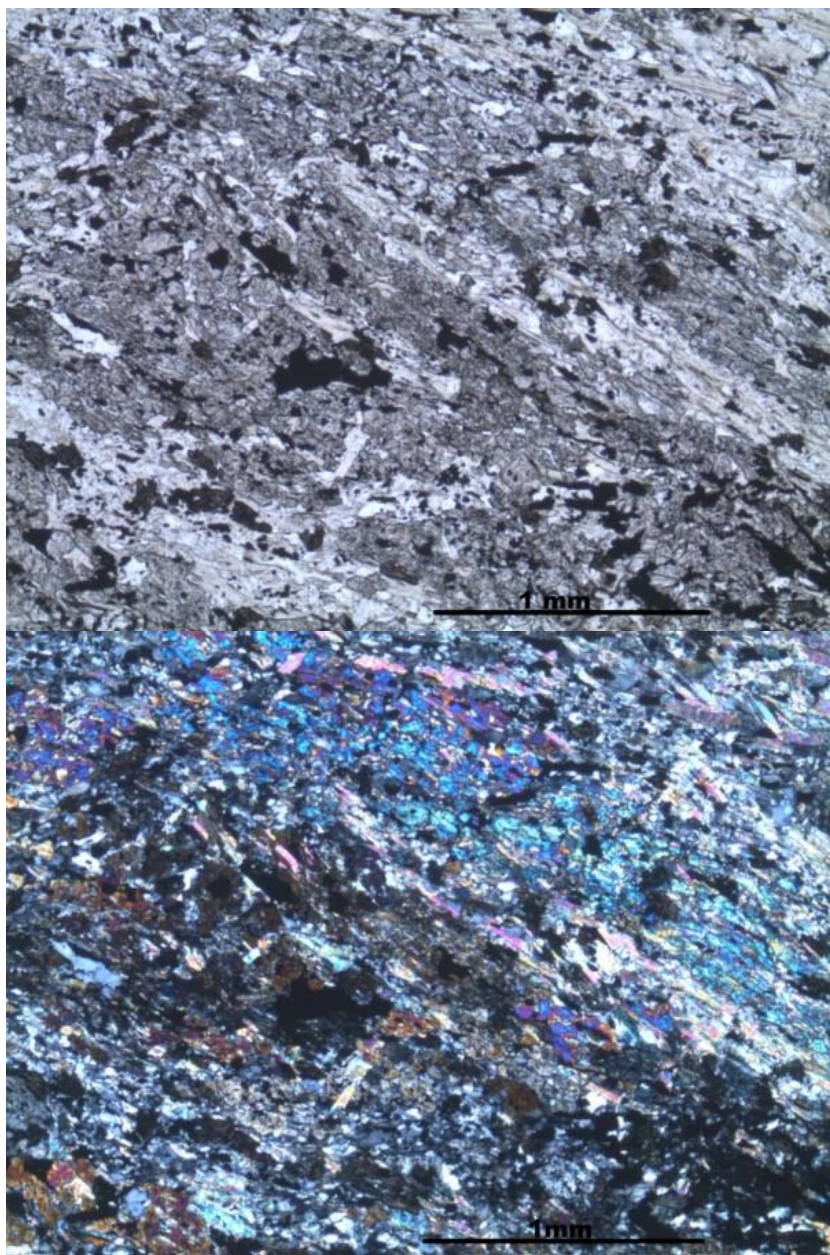


Фото 3.9. Структура катаклазита (Шлиф AZ-29) без анализатора, с анализатор





Фото 3.10 Скальное обнажение зоны катаклаза (т.н. AZ-3)

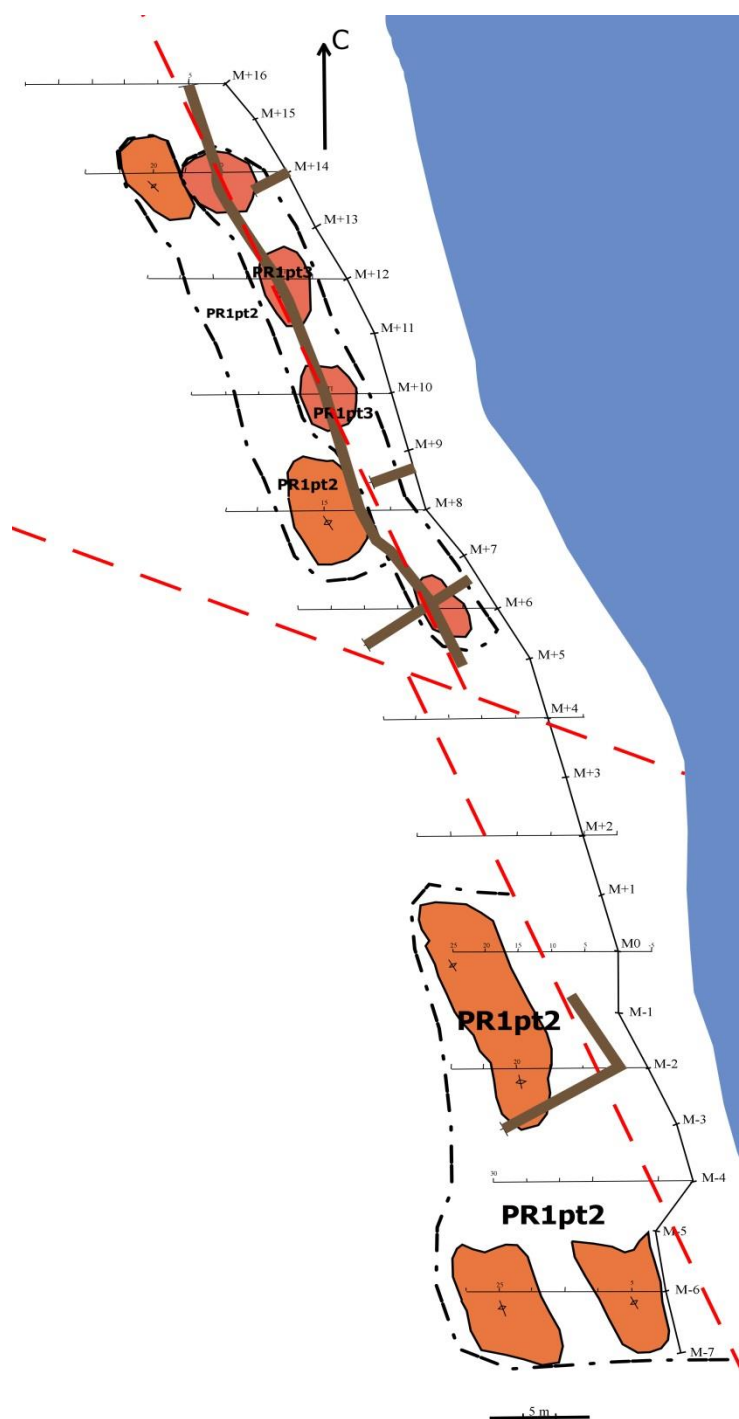
### 3.2.2 Участок «Центральный»

Участок Центральный расположен в северной части рудопоявления Восточно-Импилхтинское; северная граница E00404929, N06841578, южная граница E00406761, N06839204. Участок узкой полосой вытянут вдоль берега Ладожского озера. Протяженность его 230м. К востоку от участка находятся остров Тириккасари и группа островов Эллинсарет. На данной территории выделяются: амфиболиты средней толщи ( $PR_{1pt_2}$ ) и скарноиды верхней толщи ( $PR_{1pt_3}$ ) питкьярантской свиты. Площадь участка изучена по сети 20\*5м (рис.3.4).

Амфиболиты серо-черные с зеленоватым оттенком, массивные, со следами окисления, мелко-среднезернистые. На контакте со скарноидами амфиболиты скарнированы, здесь они среднезернистые и слабосланцеватые. Скарнированные амфиболиты встречены только в южной части данного участка (т.н. М-6). Скарнирование амфиболитов, вероятно, связано с проникновением горячих водных растворов по тектонически ослабленным зонам. Скарнирование выражается появлением диопсида и изменением цвета от темно-зеленого к серо-зеленому.

Скарноиды серо-зеленые, обохренные, часто окрашенные в ржаво-бурые цвета, с вкрапленностью сульфидов – пирита и пирротина. Обычно представлены крупнозернистыми разновидностями с ярко выраженной сланцеватостью (рис.3.5). В образцах на свежем сколе видны карбонатная основа и серовато-зеленые кристаллы диопсида. Помимо диопсида наблюдается темно-зеленый амфибол. По всей породе неравномерно распределены сульфидные минералы, иногда образующие скопления до 2-3 мм в диаметре.





- PR1pt3 амфиболиты средней толщи ( $PR_1pt_2$ )
- PR1pt2 скарноиды верхней толщи ( $PR_1pt_3$ )

Рис.3.4. Карта фактического материала участка «Центральный» (рудопроявления Восочно-Имплахтинское)

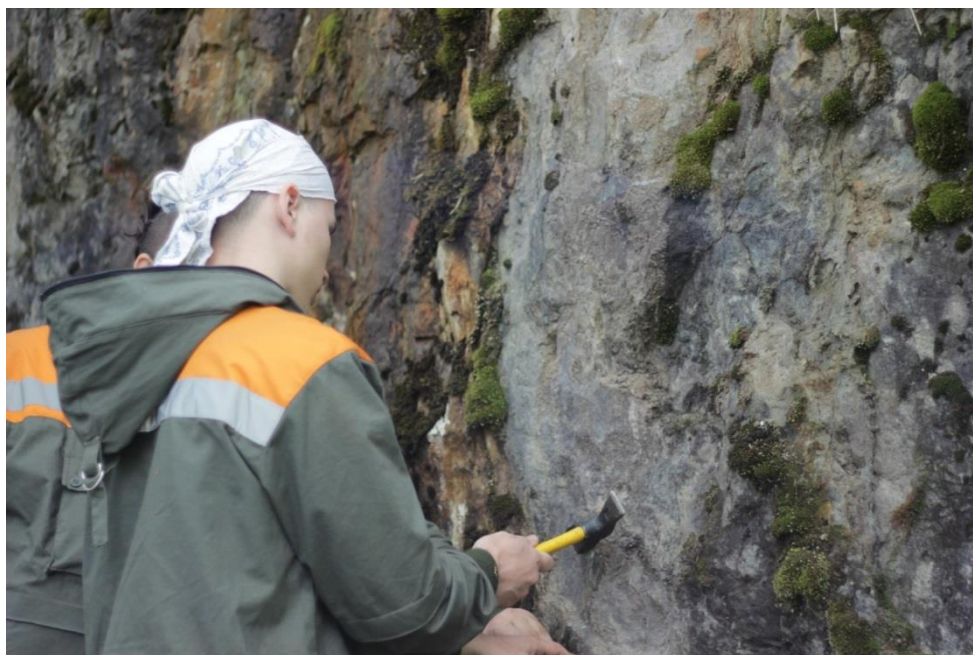


Рис.3.5. Отбор пунктирной бороздовой пробы в стенке скарноидов

Замеры элементов залегания сланцеватости показали, что амфиболиты и скарноиды простираются в одном направлении – с северо-запада на юго-восток. Азимут простираения меняется в пределах  $315^{\circ}$ - $355^{\circ}$ . Падение субвертикальное.

По геоморфологическим наблюдениям участок представляет собой склон, постепенно переходящий в береговую зону залива Сумерианлахти. На геологический план участка нанесены старые канавы и шурф. Канавы располагаются по простираению и вкрест простираения. В ходе работ встречен старый шурф размером  $3 \times 3$  м. (т.н. М-2+5).

В центральной части участка предполагается разрывное субширотное нарушение со смещением залежи скарноидов. Выделение этого разлома обусловлено несколькими признаками: характером элементов залегания сланцеватости; геоморфологическими особенностями рельефа (депрессия); расположением старых канав; результатами геохимических наблюдений по расположению ореолов с повышенным содержанием урана в скарноидах относительно амфиболитов (т.н. М0+15, М4+20). Предполагаемая величина смещения блоков порядка 1,5 м. Тело скарноидов прослежено на 120 метров в северном блоке и, предположительно, на 90м в южном при видимой мощности 10м.

На участке отобрано 10 образцов и взяты 3 пунктирные бороздовые пробы.

#### 4. Рудная минерализация Восточно-Импилахтинского рудопроявления.

##### 4.1 Проявление рудной минерализации в породах Восточно-Импидлахтинского рудопроявления.

Восточно-Импилахтинское рудопроявление располагается в пределах зоны Раахе-Ладога, к которой приурочен главный сульфидный пояс Финляндии.

В ходе полевых работ на рудопроявлении была задокументирована сульфидная минерализация в породах верхней скарноидной толщи. Породы интенсивно обохрены и сульфидизированы на всей площади участка. Практически для всех пород этой толщи характерно присутствие сульфидной минерализации – пирита, пирротина, которые неравномерно распределены и иногда образуют скопления до 2-3 мм в диаметре, отмечены единичные находки сфалерита (участок «Южный»).

Также при полевых исследованиях была выявлена повышенная радиоактивность пород скарноидной пачки. Урановая радиоактивность приурочена к тектонически-ослабленным зонам в северо-восточном районе купола, на участке Южный. Рудопроявление, вероятно, связано с сульфидной минерализацией в интенсивно дислоцированных и тектонических породах питкьянтской свиты.

Выявление повышенных содержаний полезных компонентов проводилось в ходе маршрутных работ при помощи гамма-спектрометра GT-32 в пределах участка Южный.

GT-32 гамма-спектрометром проводилось высокочувствительное сканирование и естественное радионуклидное опробование, он имеет 527 полных спектров и 1024 канала. С его помощью определяются природные элементы: калий (%), уран (ppm), торий (ppm).

На участке Южный на всем интервале участка отмечалось повышенное содержание суммы этих элементов — 100-200 ppm для всех пород верхней скарноидной толщи. Наибольшей интенсивностью сигнал до 500 ppm был получен для зон трещиноватости в линзах мраморов. Тонкие, менее 1 мм, прожилки в мраморах выполнены чешуйчатым слюдыстым минералом светло-желтого цвета (система прожилков в пределах линз мраморов).

Генезис уранового оруденения связан, скорее всего, с наложенными гидротермальными преобразованиями в ослабленных зонах. Минерализация приурочена к скарноидам верхней толщи (PR<sub>1pt3</sub>), а также к средней амфиболитовой толще (PR<sub>1pt2</sub>). Чётко прослеживается связь геологических критериев (наличие разрывных нарушений,

гидротермально-метасоматических преобразований) с результатами геохимического опробования. Минералы, содержащие U-Mo фазу не обнаружены, но в предыдущих работах А.В. Шурилова, Ю.С. Полеховского, И.П. Тарасовой «Радиоактивная минерализация Импилахтинского полигона геологического факультета СПбГУ (Северное Приладожье)» указывается присутствие настурана, который тяготеет к углеродистой фазе, титаниту, рутилу и сульфидам. По настурану развивается коффинит. Наиболее характерны тонкодисперсные агрегаты, рассеянные в почках настурана, реже он образует каймы замещения.

Мы не можем на данный момент решить вопрос о последовательности выделения U-Mo минерализации, в связи с углерод-сульфидными сегрегациями и прожилками минералов с повышенным содержанием урана. Можно полагать, что это более поздняя минерализация по отношению к сульфидной ассоциации и ее формирование связано с этапом внедрения гранитных комплексов в регионе. Возраст урановой минерализации для площади Сумерия оценивается 1,8 млрд. лет в связи с анатектическими гранитами (Шурилов, 2013).







Фото 4.1 Каменный материал. Образец AZ -25



Фото 4.2 Каменный материал. Образец AZ-28

#### 4.2 Результаты микроскопических исследований.

По результатам микроскопических исследований рудной минерализации были выделены и описаны рудные минералы (табл.3,4). В ходе изучения рудной минерализации было использовано 35 аншлифов и 1 кассета, которые были изготовлены из образцов скарноидов, мраморов, графит-биотит-амфиболовых сланцев и катаклазита. Изучение рудных минералов проводилось с использованием методов рудной микроскопии и

микрозондового анализа. Минераграфические исследования проводились с помощью рудного микроскопа ПОЛАМ Р-312 с объективами 4,7х, 9х, 21х и 40х. Величина отражения измерялась на микроспектрофотометре МСФ-10. Микротвердость измерялась на микротвердометре ПМТ-3 с алмазной пирамидой Виккерса. Микрозондовые исследования проводились в ресурсном центре микроскопии и микроанализа СПбГУ на настольном растровом электронном микроскоп-микроанализаторе ТМ 3000 HITACHI.

Пирротин ( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ) образует удлиненные зерна, кремово-розового цвета, анизотропные (цвет анизотропии от желтовато-серого до коричневатого-красного), со слабым двуотражением. Часто по пирротину развивается марказит, он образует каймы и наблюдаются структуры «птичьего глаза» (рис.4.3, 4.6), иногда присутствует вкрапленность халькопирита и сростания с пиритом. По результатам магнитной порошковой графии установлено, что пирротин представлен моноклинной модификацией (рис.4.4). В породах он присутствует в виде мелкой равномерной вкрапленности, либо образует скопления неправильной формы и кристаллы.

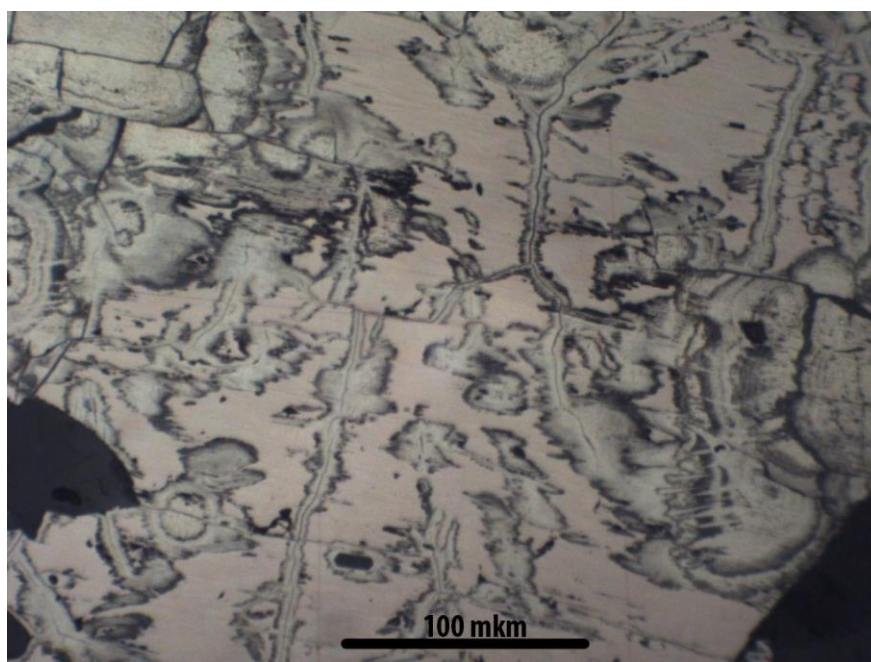


Рис.4.3 Марказит развивается по пирротину (Структура «птичьего глаза»). Скарноид верхней толщи. Отраженный свет, без анализатора, аншлиф AZ - 27



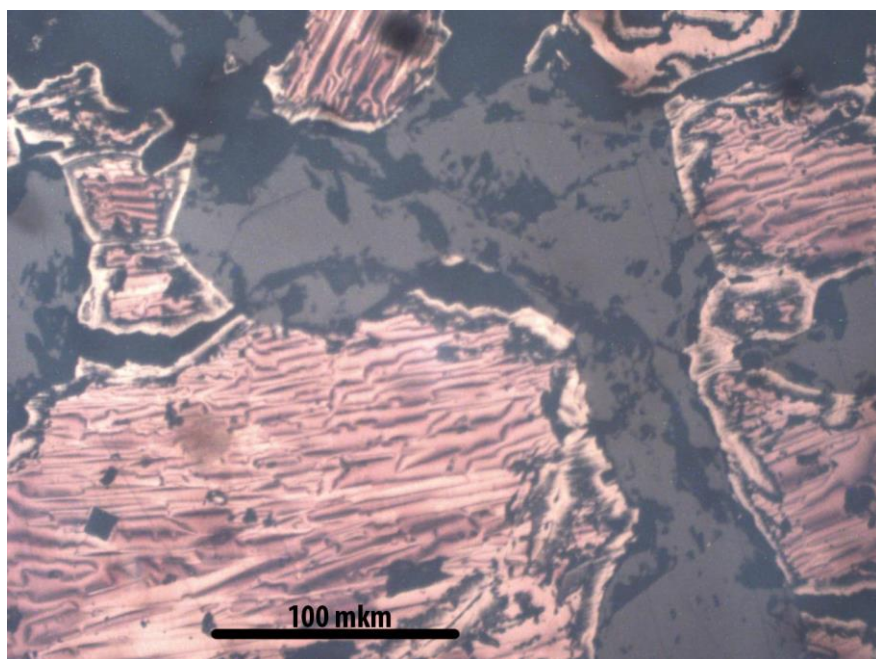


Рис.4.4. Определение магнитности пирротина. Скарноид верхней толищи. Отраженный свет, без анализатора, аншлиф AZ – 37

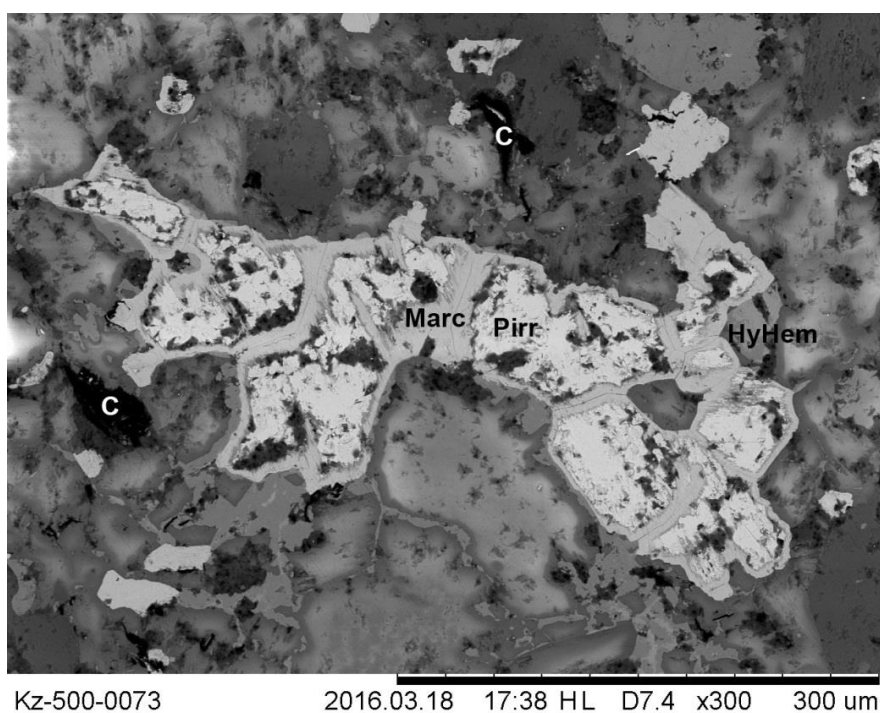


Рис.4.5. Развитие гидрогематита (HyHem), марказита (Marc) по пирротину (Pirr). РЭМ-фото препарата AZ-11

Халькопирит ( $\text{CuFeS}_2$ ) желтого цвета, образует зерна неправильной формы, изотропен, наблюдается в сростании с пирротином (рис.4.6).

Пириту ( $\text{FeS}_2$ ) характерны зерна неправильной формы, реже идиоморфные кристаллы, желтовато-белого цвета, изотропен. Иногда по пириту развивается марказит, характерным свойством которого является анизотропия буровато-желтых тонов.



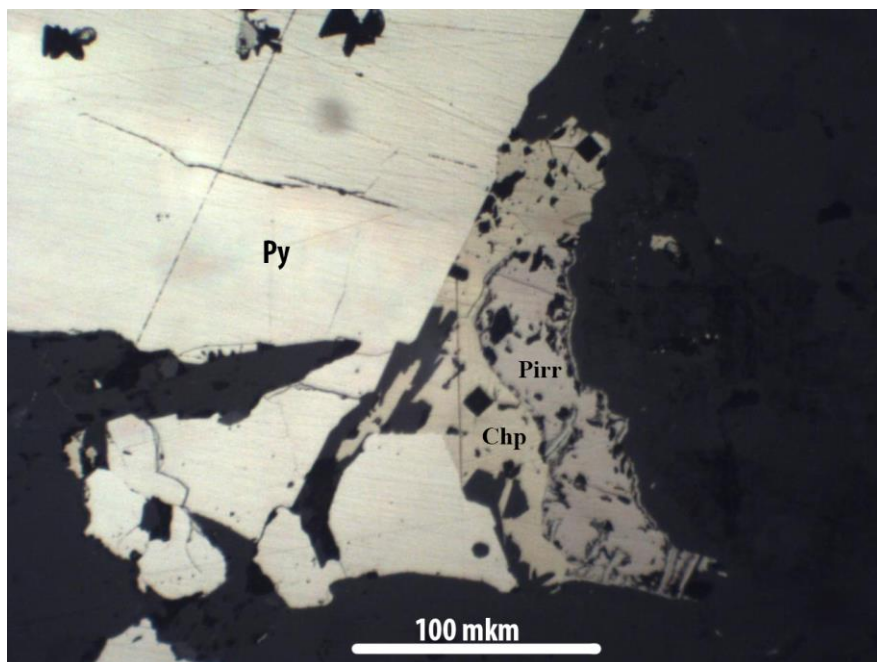


Рис.4.6. Сегрегация халькопирита (Chp), пирита (Py), пирротина (Pirr). Скарноид верхней толщи. Отраженный свет, без анализатора, аншлиф AZ - 37

Сфалерит (ZnS) минерал темно-серого цвета, изотропен, характерны внутренние рефлексии красновато-бурых оттенков. Наблюдается в сростании с халькопиритом, пирротином и пиритом. В отдельных образцах выявлен сфалерит, размер зерен около 6 мм (рис.4.7).



Рис.4.7. Сфалерит в скарноиде. Кассета AZ - 27

Гидрогематит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) минерал серого цвета, изотропен, характерны красные, буровато-красные внутренние рефлексии. Развивается по сульфидам и ветвящимся трещинам в породе (рис.4.8).

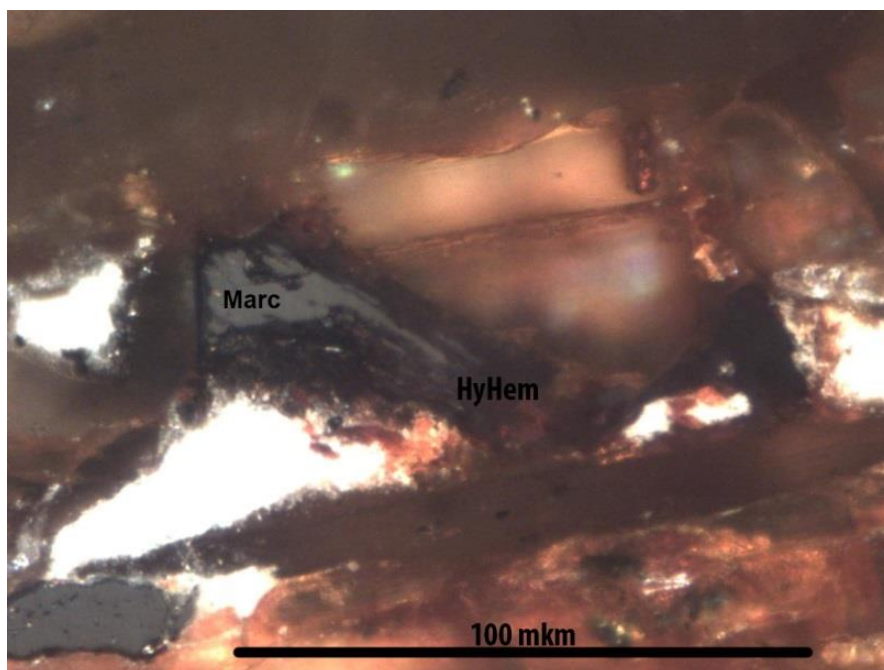
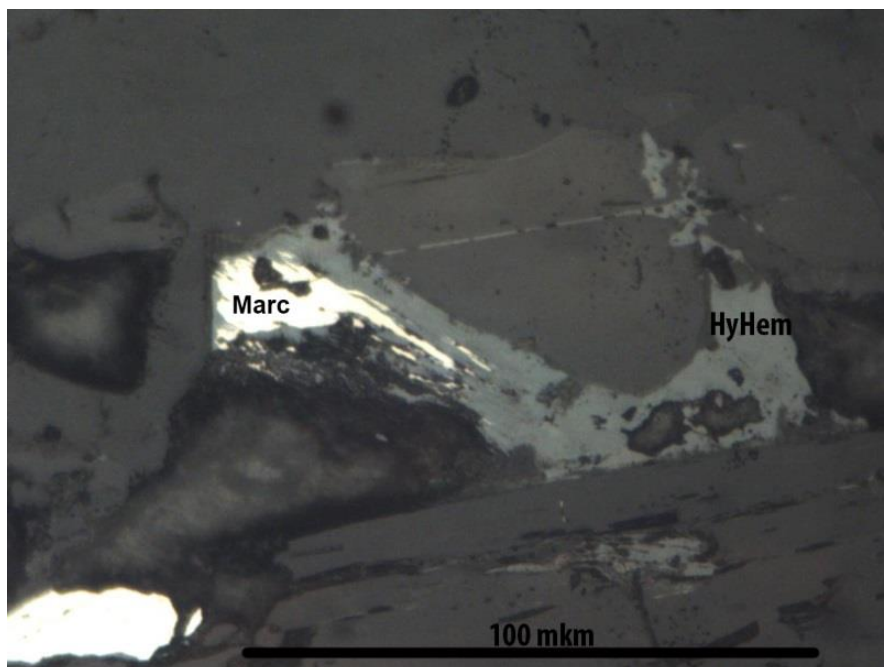


Рис.4.8 Замещение марказита (Marc) гидрогематитом (HyHem). Отраженный свет, без анализатора, с анализатором, аншлиф AZ-27

Графит (C) формируется в виде лейст, мелкие деформированные зерна образуют спутанно-волокнистую структуру (рис.4.9, 4.10, 4.11). В отраженном свете слабо коричневого цвета, отчетливо анизотропен (коричневого цвета анизотропия), отражение меняется от 7% до 22%. Иногда образует срастания с пирротинном (рис.4.7).

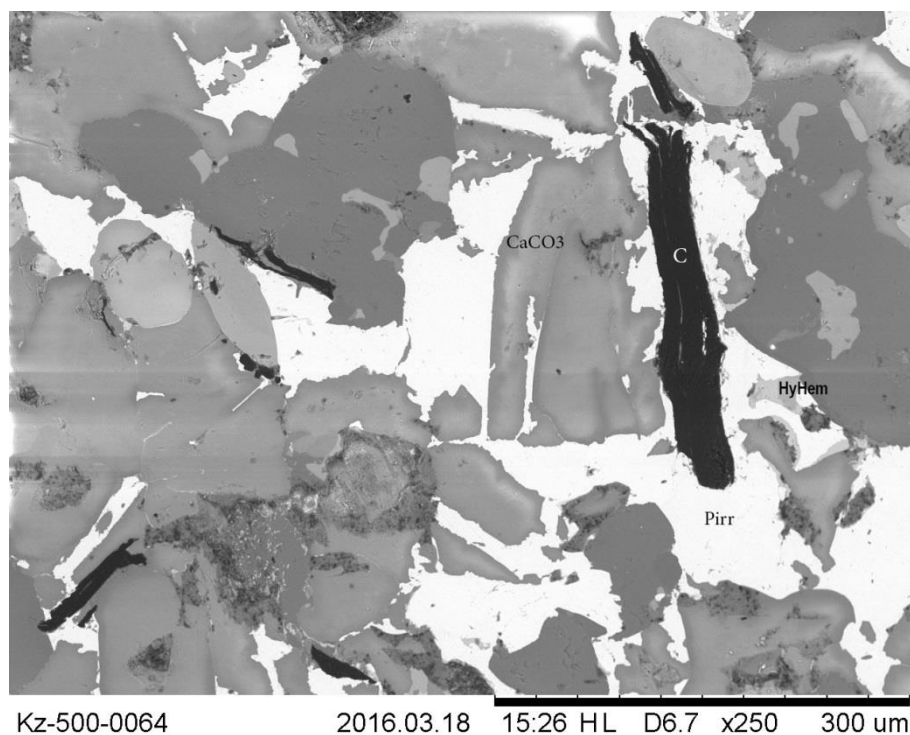


Рис.4.9. Развитие пирротина (Pirr) в ассоциации с графитом в кальцит-содержащем скарноиде. По пирротину развивается гидрогематит (HyHem). РЭМ-фото препарата AZ-12

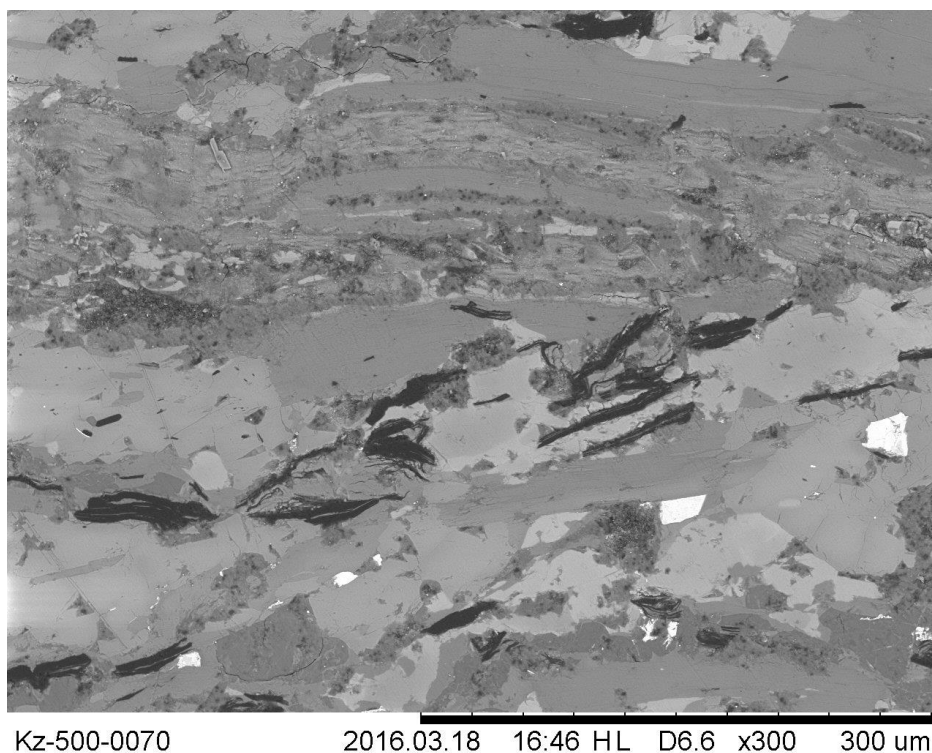


Рис.4.10. Сегрегация и сульфидная вкрапленность в ассоциации с лейстами графита. РЭМ-фото препарата AZ-28

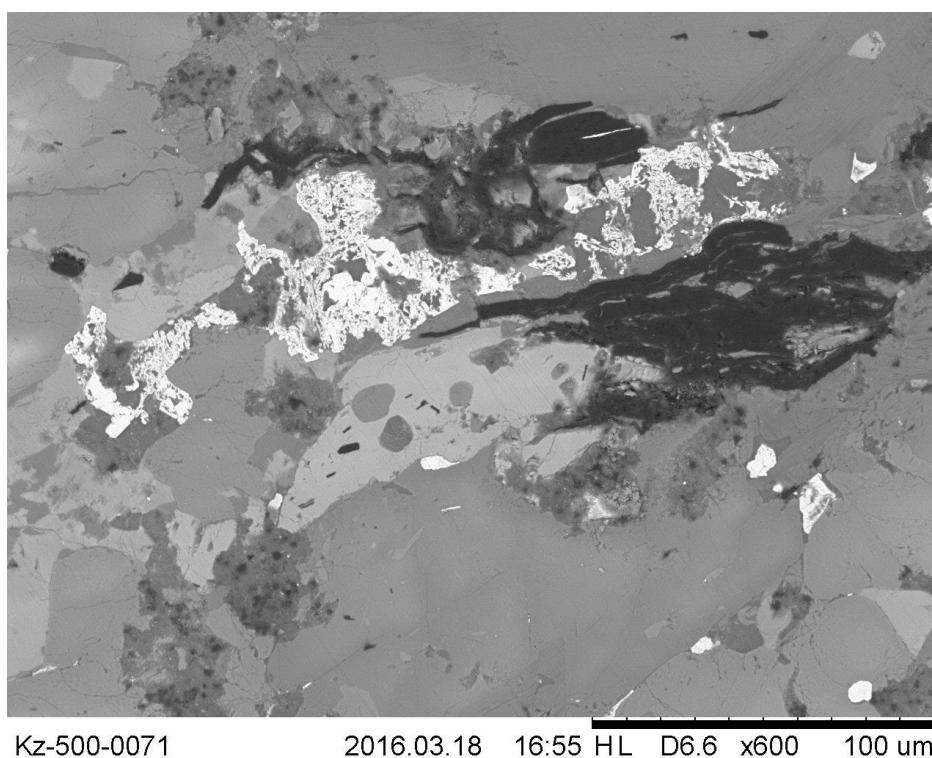


Рис.4.11. Сегрегация и сульфидная вкрапленность в ассоциации с лейстами графита. РЭМ-фото препарата AZ-28.

Таблица 3

Аншлиф AZ - 37		
Минерал/формула	Морфологические особенности и характер взаимодействия с другими минералами	Размер зерен, мм
Пирротин Fe <sub>1-x</sub> S	Кремowo-розового цвета, моноклинный, структура птичьего глаза.	0,08-0,78, преобладает 0,4
Халькопирит CuFeS <sub>2</sub>	Эталонный желтый, внутренние рефлексy по трещинкам, встречается в виде включений в пирротине.	0,012-0,036, преобладает 0,024
Пирит FeS <sub>2</sub>	Светло-желтый	0,12 – 0,6, преобладает 0,3
Марказит FeS <sub>2</sub>	Замещает пирротин в структуре птичьего глаза.	0,012 – 0,036, преобладает 0,024
Кассета AZ - 27		
Минерал/формула	Морфологические особенности и характер взаимодействия с другими минералами	Размер зерен, мм
Пирит FeS <sub>2</sub>	Светло-желтый, рассеян по всей площади препарата и в виде включений в сфалерите.	0,012 – 0,12, преобладает 0,06
Пирротин Fe <sub>1-x</sub> S	Кремowo-розового цвета, моноклинный, структура птичьего глаза, развивается вблизи сфалерита.	0,036 – 0,5, преобладает 0,5
Сфалерит (Клеофан) ZnS	Один большой кристалл	4
Марказит FeS <sub>2</sub>	Встречается в виде: 1) Замещающего пирротин в структуре птичьего глаза 2) Отдельных зерен	0,024 – 0,072, преобладает 0,048
Гидрогематит FeO*OH*H <sub>2</sub> O	Серый с голубоватым оттенком, красные внутренние рефлексy, замещает отдельные зерна марказита	0,012 – 0,036, преобладает 0,024

Таблица 3. Характеристика рудных минералов.

Таблица 4

Минерал	R, %	Микротвердость, кг/мм <sup>2</sup> , (нагрузка гр)
Пирротин	38,9-42,06	287,8
Пирит	48,29-50,9	1023-1594
Сфалерит	16	204,6
Халькопирит	43	199,2
Марказит	51	953
Гидрогематит	14	315

Таблица 4. Результаты определения коэффициента отражения и микротвёрдости.

## 5. Геохимическая характеристика рудопроявления Восточно-Имплахтинское.

### 5.1. Элементные ассоциации в рыхлых отложениях.

Выявление повышенных содержаний полезных компонентов велось при опробовании рыхлых отложений верхнего почвенного горизонта.

Геохимическим методом поиска на изучаемой территории был выбран метод поисков по вторичным ореолам рассеяния химических элементов.

В пределах исследуемой территории почвы представлены двумя типами – подзолистыми и дерново-подзолистыми. В ходе работ отбирались образцы из горизонта  $A_1$ . В данном исследовании была выбрана сетка 200\*200 м. После пробоподготовки образцы были проанализированы методом рентгено-флуоресцентного анализа на приборе Olympus X Delta pXRF. Данный метод основан на измерении энергии флуоресценции (перехода электронов атомов из возбужденного состояния в нормальное). Анализ проводился на следующие элементы: Cu, Zn, Pb, Co, U, Mo, Ni и другие.

### 5.2. Элементные ассоциации в коренных породах.

По результатам изучения химического состава рядовых проб выполнен факторный анализ методом главных компонент. В составе выборки – пробы коренных пород средней (амфиболитовой) толщи, верхней скарноидной толщи (скарноиды с линзами мраморов, графит-биотит-амфиболовые сланцы) и катаклазированных пород.

Объем выборки – 48 проб; разновидности пород и их индексы (в скобках): породы средней (амфиболитовой) толщи ( $PR_{1pt2}$ ), породы верхней (скарноидной) толщи: скарноиды ( $PR_{1pt3s}$ ) с прослоями мраморов ( $PR_{1pt3m}$ ), графит-биотит-амфиболовые сланцы ( $PR_{1pt3sl}$ ) и катаклазированные породы ( $PR_{1pt3k}$ ).

Таблица 5

	Factor I	Factor II	Factor III	Factor IV
S	0,33	-0,32	0,29	0,07
K	0,05	-0,64	-0,50	-0,05
Ca	-0,47	0,15	0,66	0,24
Ti	0,76	0,09	-0,26	0,46
V	0,46	0,01	-0,11	0,82
Cr	0,30	-0,08	-0,42	0,65
Mn	0,47	0,39	0,09	-0,19
Fe	0,83	-0,08	-0,08	-0,36
Co	0,83	-0,14	-0,04	-0,32
Ni	-0,56	-0,34	-0,39	0,22
Cu	0,56	-0,15	0,29	0,08
Zn	-0,24	-0,3	-0,39	0,05
Zr	0,39	-0,15	-0,55	-0,03
Mo	-0,01	-0,82	0,42	-0,01
Pb	0,10	-0,63	0,58	-0,03
U	0,02	-0,61	0,65	0,22
Rb	-0,08	-0,67	-0,58	-0,13
Sr	0,07	0,31	0,36	0,56
Y	0,21	-0,76	0,25	0,03
Expl.Var	4,04	3,64	3,34	2,13
Prp.Totl	0,2	0,18	0,17	0,11

Табл.5 факторных нагрузок (общая выборка)

Структуры факторов:

$\text{I}_{20\%} \quad + \text{Fe}_{83}^{2+} \text{Co}_{83} \text{Ti}_{76} \text{Cu}_{56} \text{Mn}_{47} \text{V}_{46} \text{Zr}_{39} \text{S}_{33}$   
 $- \text{Ni}_{56} \text{Ca}_{47}$

$\text{II}_{18\%} \quad + \text{Mn}_{39} \text{Sr}_{31}$   
 $- \text{Mo}_{82} \text{Y}_{76} \text{Rb}_{67} \text{K}_{64} \text{Pb}_{63} \text{U}_{61} \text{Ni}_{34} \text{S}_{32} \text{Zn}_{30}$

$\text{III}_{17\%} \quad + \text{Ca}_{66} \text{U}_{65} \text{Pb}_{58} \text{Mo}_{42} \text{Sr}_{36}$   
 $- \text{Rb}_{58} \text{Zr}_{55} \text{K}_{50} \text{Cr}_{42} \text{Ni}_{39} \text{Zn}_{39}$

$\text{IV}_{11\%} \quad + \text{V}_{82} \text{Cr}_{65} \text{Sr}_{56} \text{Ti}_{46}$   
 $- \text{Fe}_{36}^{2+} \text{Co}_{32}$



### Интерпретация факторов:

В первом факторе с высокими положительными нагрузками выделилась ассоциация Fe-Co-Ti-Cu с участием S. Эта ассоциация соответствует магнетит-сульфидной минерализации в породах Восточно-Имплахтинского рудопоявления: значение I фактора в точках наблюдения коррелирует с содержанием сульфидов в образцах ( $r=0,39$  при критическом значении  $r_{0,05;38}=0,31$ ) (рис.5.1). Области положительных значений I фактора соответствуют образцы всех разновидностей пород Восточно-Имплахтинского рудопоявления (рис.5.2).

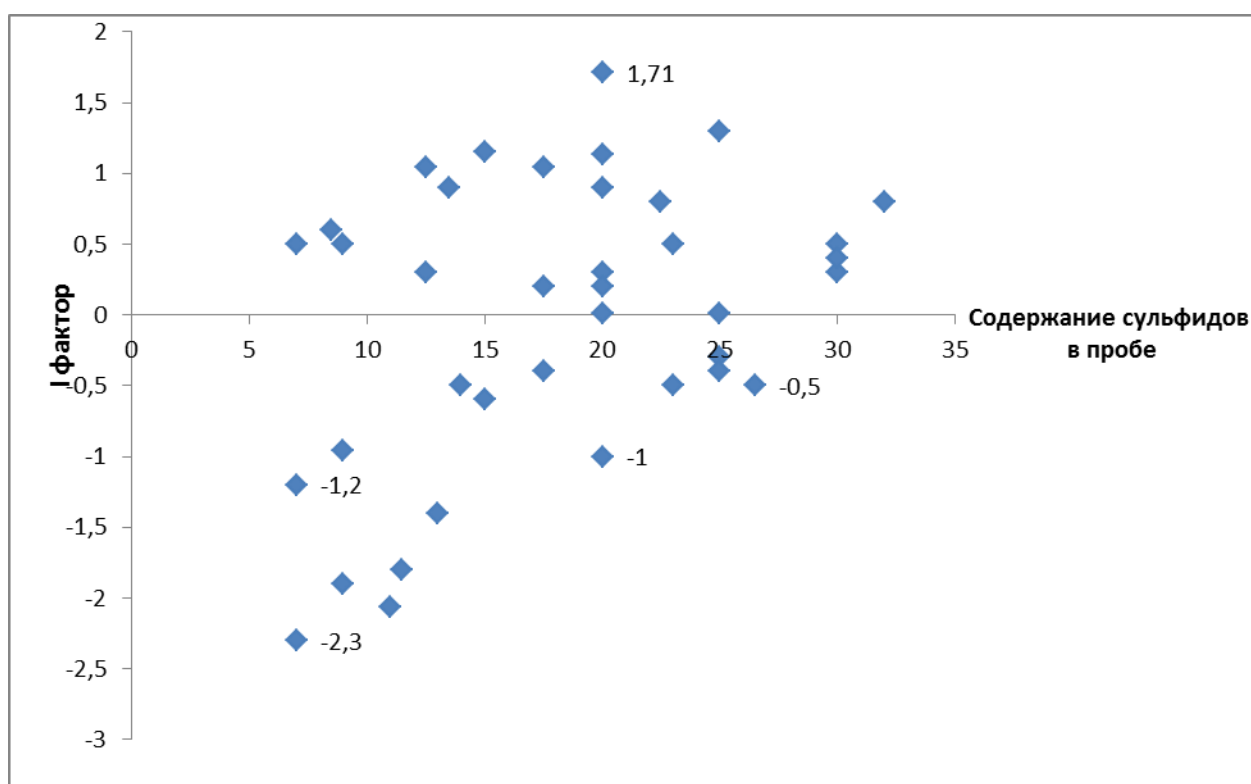


Рис.5.1. Корреляционная диаграмма значений I фактора и содержаний сульфидов

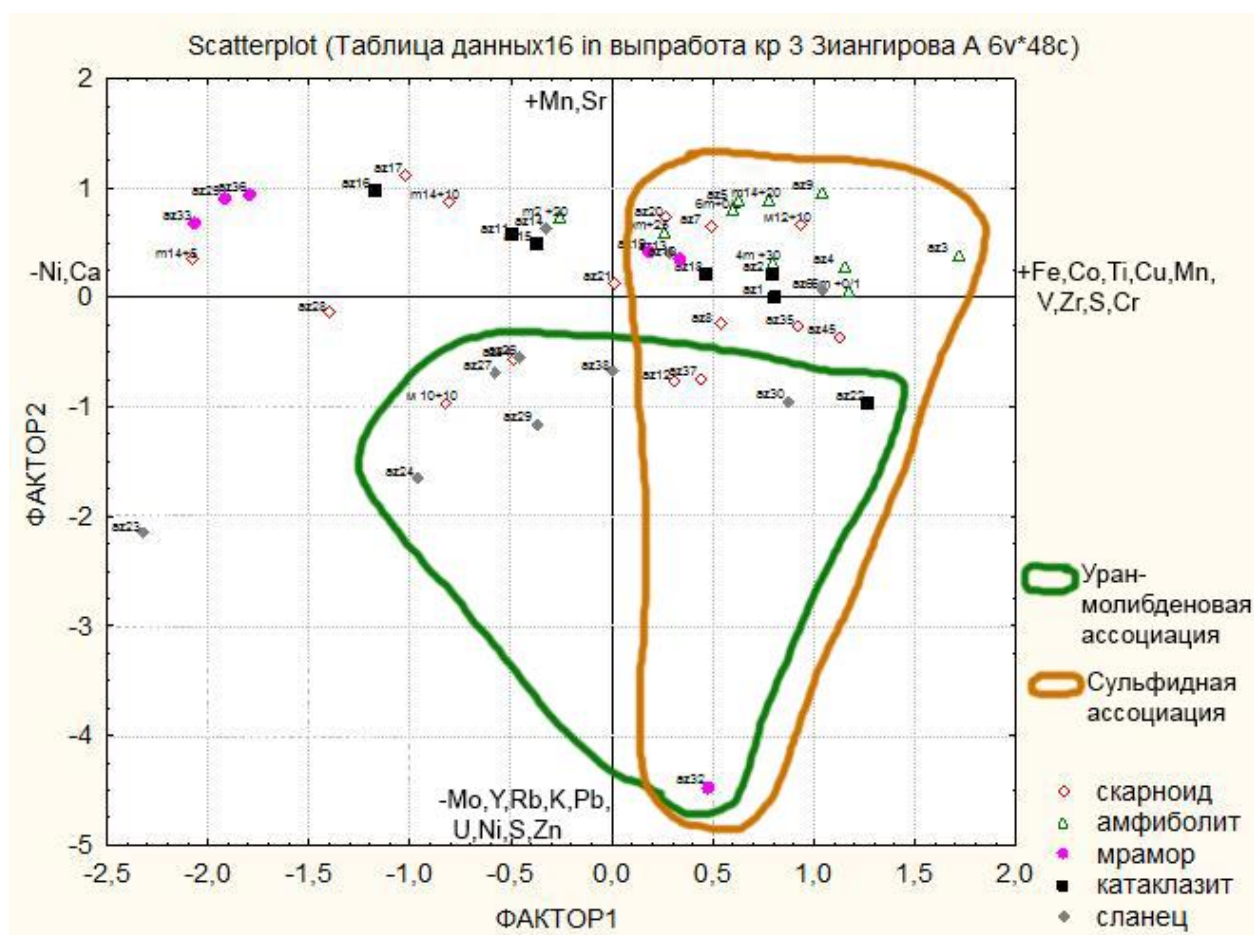


Рис.5.2. Диаграмма значений I и II фактора

На площади участка Южный положительными значениями I фактора выделяются три локальных областей (рис.5.3) в северной, центральной и южной частях.

Во II факторе выделились U-Pb-Mo рудная ассоциация. На диаграмме значений II фактора в поле этой ассоциации попадают фигуративные точки сланцев и скарноидов, а также по одному образцу мраморов и катаклазитов (рис.5.2) минеральные формы нахождения U и Mo в образцах на данном этапе исследования не установлено. Можно полагать, что это могут быть слюды/графит, входящие в состав указанных пород.

III фактор выделяет ассоциацию U-Pb-Mo с Ca и Sr. Этой ассоциацией на диаграмме значений фактора (рис.5.4) соответствуют образцы мраморов, катаклазита с карбонатным цементом и скарноидов. Это фактор наложенной Mo-U ассоциации в тонких трещенных зонах в карбонат-содержащих породах (мраморах) участка Южный. На площади участка Южный положительными значениями III фактора выделяются 7 локальных областей (рис.5.5).



Рис.5.3. карта значений I фактора в точках наблюдений участка Южный

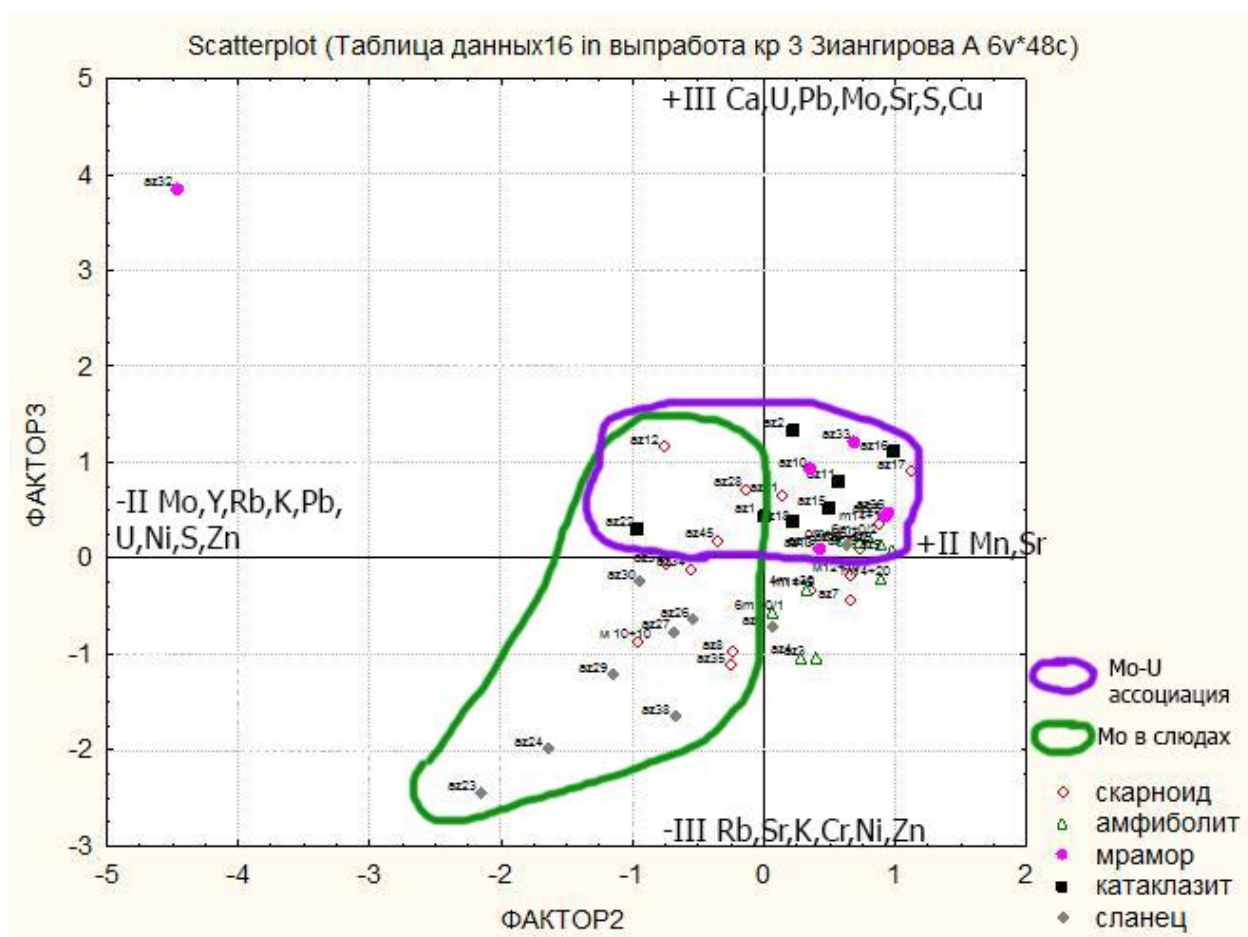


Рис.5.4 Диаграмма значений II и III фактора



Рис.5.5. карта значений I фактора в точках наблюдений участка Южный

Приведенные результаты позволяют утверждать, что в пределах Восточно-Имплахтинского рудопроявления формирование сульфидной и U-Mo рудных ассоциаций связано с двумя независимыми процессами (им соответствует два отдельных самостоятельных фактора). Эти процессы могут быть совмещены в пространстве или же разнесены в пространстве.



## Заключение

Восточно-Имплахтинское рудопроявление сложено породами амфиболитовой (средней) толщи и скарноидной (верхней) толщи питкьярансткой свиты. В составе верхней толщи в пределах рудопроявления выделены скарноидная пачка и пачка графит-биотит-амфиболовых сланцев.

Оруденение локализовано преимущественно в скарноидной пачке и отчасти в пачке графит-биотит-амфиболовых сланцев, а также в катаклазитах по этим породам.

Рудная минерализация (5-30%) ассоциирует с графитом и представлена пирротином, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, которые замещаются марказитом и гидрогематитом. Минимальные содержания сульфидов (<5%) – в линзах мраморов.

Выявлены повышенные содержания урана (до 500г/т) в минерализованных зонах тонкой трещиноватости в мраморах.

Выделено две рудно-геохимические ассоциации в породах Восточно-Имплахтинского рудопроявления: сульфидная(Fe-Co-Cu-S) в связи с халькопирит-пирит-пирротиновой вкрапленностью в скарноидах и графит-биотит-амфиболовых сланцах, и уран-молибденовая(Mo-U-Pb) в связи с зонами трещиноватости в карбонатных породах.

Список литературы:

1. Алексеев И.А. диссертация Геология и рудность массива Вялимяки (Северное Приладожье) Санкт-Петербургский государственный университет 2008 г.
2. Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырев И. В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья /.; Под ред. В. А. Глебовицкого. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2000. – 200 с.
3. Глебовицкий В.А. и др. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. В.А. Глебовицкого. Изд-во Наука, С-Пб, 2005, 711 с.
4. Шурилов, А. В. Геолого-структурная позиция уранового месторождения Карку (северо-восточное Приладожье) Санкт-Петербургский государственный Университет, 2005
5. Шурилов А. В., Полеховский Ю. С., Тарасова И. П. Радиоактивная минерализация Импилахтинского полигона геологического факультета СПбГУ (Северное Приладожье): учеб. Пособие / – СПб.: С.-Петербург. ун-т, 2013. – 88 с.
6. Отчет по учебной геологической практике студентов 3 курса кафедр геологии месторождений полезных ископаемых и геохимии СПбГУ / Абундушев В., Бадридионов Р., Vigdorciks Aleksis и др. – Импилахти: С.-Петербург. ун-т, 2013.
7. Отчет по учебной геологической практике студентов 3 курса кафедр геологии месторождений полезных ископаемых и геохимии СПбГУ, студентов 3 курса, бакалавров, магистрантов 1 и 2 курсов University of Turku, Abo Akademi University, University of Tartu, University of Latvia / Anas J., Antins A., Бондарь Д. и др. – Импилахти: С.-Петербург. ун-т, 2014.
8. Отчет по учебной геологической практике студентов 3 курса кафедр геологии месторождений полезных ископаемых и геохимии СПбГУ / Агеева О., Бабкина А., Безносикова Ю., Буркина Н. и др. – Импилахти: С.-Петербург. ун-т, 2015.]
9. Ekdahl, Philipov. Raahe-Ladoga zone. Structure-lithology, metamorphism and metallogeny. Map 3: Metallogeny: 1: 1 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland., 1995
10. Eskola P.E. The problem of mantled gneiss domes. Quarterly Journal Geol Soc, 104: 461-476. 1949

## Приложение 1